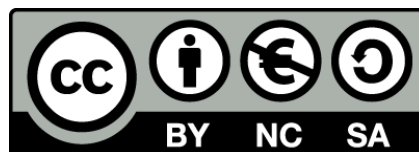




UNIVERSITAT DE  
BARCELONA

## **Desarrollo de modelos numéricos de flexión litosférica: aplicación a fosas oceánicas y cuencas de antepaís**

Daniel García Castellanos



Aquesta tesi doctoral està subjecta a la llicència **Reconeixement- NoComercial – Compartir Igual 4.0. Espanya de Creative Commons.**

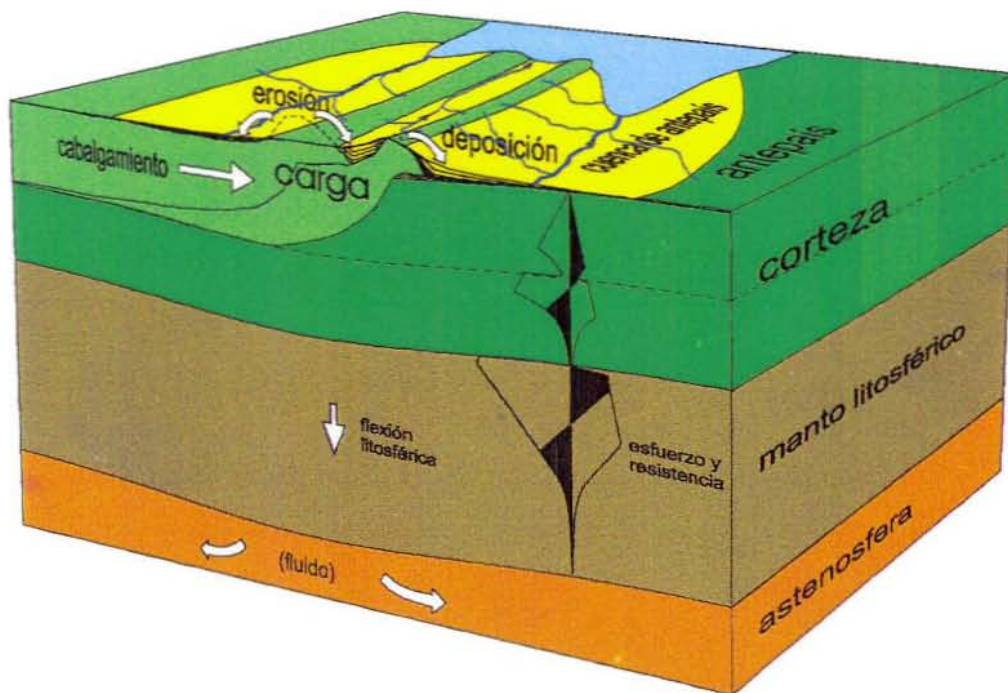
Esta tesis doctoral está sujeta a la licencia **Reconocimiento - NoComercial – Compartir Igual 4.0. España de Creative Commons.**

This doctoral thesis is licensed under the **Creative Commons Attribution-NonCommercial-ShareAlike 4.0. Spain License.**

Institut de Ciències de la Terra *Jaume Almera*

Consejo Superior de Investigaciones Científicas (CSIC)

# DESARROLLO DE MODELOS NUMÉRICOS DE FLEXIÓN LITOSFÉRICA: APLICACIÓN A FOSAS OCEÁNICAS Y CUENCAS DE ANTEPAÍS



TESIS

Daniel García Castellanos

Barcelona, Febrero de 1998

Consejo Superior de Investigaciones Científicas (CSIC)  
**Institut de Ciències de la Terra *Jaume Almera***  
Departament de Geofísica

Programa de doctorado de Tectónica y Geofísica. Bienio 1993-95

**DESARROLLO DE MODELOS NUMÉRICOS  
DE FLEXIÓN LITOSFÉRICA:  
APLICACIÓN A FOSAS OCEÁNICAS Y  
CUENCAS DE ANTEPAÍS**

**Tesis**

presentada por

**Daniel García Castellanos**

al Departament de Geologia Dinàmica, Geofísica i Paleontologia  
de la Universitat de Barcelona  
para optar al grado de Doctor en Ciencias Físicas.

Directores:

**Manel Fernàndez i Ortiga**

**Montserrat Torné i Escasany**

Tutor: **Josep Anton Muñoz de la Fuente**

Barcelona, Febrero de 1998





## Agradecimientos

He d'agrair en primer lloc l'orientació i la disponibilitat rebudes dels directors d'aquest treball, el Dr. Manel Fernàndez i la Dra. Montserrat Torné, que m'han proporcionat tots els mitjans necessaris per dur-lo a terme. L'empenta de la Montse, el rigor del Manel i les crítiques i consells de tots dos han estat decisius per a la consecució de la tesi.

Una de les principals fonts de la meva formació ha estat lligada a la feina del Xavier Berástegui, la Carme Puig i la Conxita Taverner, en el marc del projecte europeu *Integrated Basin Studies*. Bona part del coneixement que he adquirit sobre la Conca del Guadalquivir l'he d'agrair a ells.

El perfeccionamiento de los modelos de procesos superficiales fue llevado a cabo durante una enriquecedora estancia en la Dalhousie University (Halifax, Canadá), durante la cual el Prof. Chris Beaumont y los Dres. Philippe Fullsack, Susan Ellis y Paula Waschbush fueron no sólo excelentes maestros, compañeros de trabajo y anfitriones, sino también, desde entonces, amigos.

Quiero recordar aquí a mis compañeros de estos años, que me han proporcionado gran parte de las satisfacciones relacionadas con esta Tesis: Ignacio, Joana, Jaime, Charlie, Valentí, Félix y Rafa. Y a los que ya se fueron del Instituto: Juan Pablo, Gaby, Craig, Antonio, Diego..., todos han acabado siendo más que compañeros. Debo destacar a Jose Gil y a Ana Negredo porque, además de amistad, me han proporcionado muchos conocimientos que finalmente han formado parte de esta Memoria. Ivone mereix un agraïment especial per les converses sobre els detalls de la feina i, sobre tot, pels bons moments que hem passat junts.

También debo mencionar, por el tiempo que me han dedicado, por sus comentarios siempre interesantes y el material facilitado, a los doctores Mariano García-Fernández, María José Jiménez, Josep Anton Muñoz, Jaume Vergés y Hermann Zeyen, y a todo el personal científico del Instituto de Ciencias de la Tierra Jaume Almera (CSIC), donde ha sido realizado este trabajo. Mari Gil y el resto del personal técnico y administrativo del Instituto han cuidado con esmero la infraestructura necesaria y han sido siempre pacientes y amables.

Y es imprescindible nombrar también a mis padres, a mi hermana Raquel y a los amigos de siempre, en especial a María José, Rudi, Luci y Xantal. Muchas horas invertidas en este trabajo han transcurrido en detrimento de su compañía y a pesar de ello les he sentido siempre a mi lado cuando les he necesitado.

La financiación y parte de la motivación de este trabajo está ligada al proyecto de la Comunidad Europea *Integrated Basin Studies* (IBS; J0U2-CT92-0110). Los meses de estancia en Dalhousie University (Halifax, Canada) fueron financiados gracias a una beca de la CIRIT (1996BEA1200066).

La mayoría de las figuras de este trabajo han sido producidas mediante el software GMT (Wessel & Smith, 1995), de libre distribución.



# ÍNDICE

|   |            |
|---|------------|
| <b>RESUMEN</b>  | <b>VII</b> |
| <b>ABSTRACT</b>   | <b>IX</b>  |
| <b>1. INTRODUCCIÓN</b>  | <b>1</b>   |
| 1.1 Flexión litosférica: Isostasia local e isostasia regional | 1          |
| 1.2 Formación de cuencas de antepaís                          | 2          |
| 1.3 Antecedentes y motivaciones de la modelización            | 3          |
| 1.4 Objetivos y presentación                                  | 4          |
| <b>2. MODELOS CONCEPTUALES Y FUNDAMENTOS MATEMÁTICOS</b>      | <b>7</b>   |
| 2.1 Consideraciones generales                                 | 7          |
| 2.2 Modelos conceptuales de carga (2D y 3D)                   | 8          |
| 2.2.1 Carga mediante cabalgamientos                           | 9          |
| 2.2.2 Carga topográfica                                       | 9          |
| 2.2.3 Otras cargas  | 10         |
| 2.3 Modelos conceptuales de flexión de placa delgada          | 11         |
| 2.3.1 Modelos reológicos                                      | 11         |
| 2.3.2 Placa elástica (2D y 3D)                                | 13         |
| 2.3.3 Placa viscoelástica (2D y 3D)                           | 18         |
| 2.3.4 Placa elastoplástica no homogénea (2D)                  | 20         |
| 2.4 Modelos conceptuales de erosión y sedimentación           | 26         |
| 2.4.1 Modelo simple de tasa constante (2D)                    | 26         |
| 2.4.2 Modelo difusivo (2D y 3D)                               | 27         |
| 2.4.3 Modelo advectivo de red de drenaje (3D)                 | 28         |
| <b>3. MODELO NUMÉRICO 2D</b>                                  | <b>31</b>  |
| 3.1 Cálculo de la flexión                                     | 31         |
| 3.1.1 Técnicas empleadas                                      | 31         |
| 3.1.2 Parametrización   | 33         |
| 3.2 Cálculo de la carga, la erosión y la sedimentación        | 40         |
| 3.2.1 Cargas en movimiento y deformación                      | 40         |
| 3.2.2 Erosión y sedimentación                                 | 41         |
| 3.3 Modelo numérico integrado de cuencas de antepaís          | 43         |
| 3.3.1 Estructura del programa                                 | 43         |
| 3.3.2 Parámetros de entrada y salida del programa             | 45         |
| 3.3.3 Cálculo de las anomalías del campo gravitatorio         | 46         |
| 3.3.4 Parametrización   | 47         |
| 3.4 Discusión y conclusiones                                  | 57         |

|  |            |
|--|------------|
| <b>4. MODELO NUMÉRICO 3D</b>   | <b>59</b>  |
| <b>4.1 Cálculo de la flexión</b>   | <b>59</b>  |
| 4.1.1 Técnicas empleadas   | 59         |
| 4.1.2 Parametrización  | 61         |
| <b>4.2 Cálculo de la carga, la erosión y la sedimentación</b>                        | <b>61</b>  |
| 4.2.1 Técnicas empleadas   | 61         |
| 4.2.2 Parametrización  | 65         |
| <b>4.3 Modelo integrado de formación de cuencas de antepaís</b>                      | <b>68</b>  |
| 4.3.1 Estructura del programa  | 68         |
| 4.3.2 Parámetros de entrada y salida del programa                                    | 70         |
| 4.3.3 Parametrización  | 70         |
| <b>4.4 Discusión y conclusiones</b>  | <b>79</b>  |
| <b>5. APLICACIÓN DEL MODELO 2D A LAS FOSAS DE TONGA Y KERMADEC</b>                   | <b>81</b>  |
| <b>5.1 Introducción</b>  | <b>81</b>  |
| <b>5.2 Metodología</b>   | <b>83</b>  |
| <b>5.3 Datos utilizados</b>  | <b>87</b>  |
| <b>5.4 Resultados</b>  | <b>90</b>  |
| 5.4.1 Fosa de Tonga  | 90         |
| 5.4.2 Fosa de Kermadec   | 94         |
| <b>5.5 Discusión y conclusiones</b>  | <b>95</b>  |
| <b>6. APLICACIÓN DE LOS MODELOS 2D Y 3D A LA CUENCA DE ANTEPAÍS DEL GUADALQUIVIR</b> | <b>99</b>  |
| <b>6.1 Introducción</b>  | <b>99</b>  |
| <b>6.2 Contexto geológico y geofísico</b>  | <b>100</b> |
| 6.2.1 Evidencias geológicas  | 100        |
| 6.2.2 Datos geofísicos disponibles   | 103        |
| <b>6.3 Modelización numérica de la cuenca</b>  | <b>112</b> |
| 6.3.1 Modelización de la geometría 3D del basamento                                  | 112        |
| 6.3.2 Modelización 2D de la geometría de los sedimentos                              | 119        |
| 6.3.3 Modelización 2D de los esfuerzos   | 122        |
| <b>6.4 Discusión</b>   | <b>130</b> |
| 6.4.1 Comportamiento mecánico de la Placa Ibérica                                    | 130        |
| 6.4.2 Espesor elástico y estructura de la litosfera                                  | 131        |
| 6.4.3 Isostasia y carga oculta   | 131        |
| <b>6.5 Conclusiones</b>  | <b>134</b> |
| <b>7. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES GENERALES</b>   | <b>137</b> |
| <b>7.1 Discusión</b>   | <b>137</b> |
| <b>7.2 Conclusiones generales</b>  | <b>141</b> |

|   |            |
|---|------------|
| 7.3 Futuras líneas de trabajo           | 142        |
| <b>INDICE DE TÉRMINOS</b>               | <b>145</b> |
| <b>INDICE DE ILUSTRACIONES Y TABLAS</b> | <b>147</b> |
| <b>NOTACIÓN UTILIZADA</b>               | <b>157</b> |
| <b>REFERENCIAS</b>                      | <b>159</b> |



## Resumen

La flexión de la litosfera es un proceso observado en distintos contextos tectónicos y su estudio tiene especial relevancia para la comprensión de los procesos de formación de cuencas de antepaís y fosas oceánicas. Dicha flexión es consecuencia de la aplicación de cargas superficiales (p. e., apilamiento de mantos de corrimiento) y/o cargas internas de origen incierto (p.e., deformación interna de la litosfera). Por tanto, la evolución de la deflexión y la consiguiente geometría del relleno sedimentario están relacionados con la evolución de la carga.

El objetivo del trabajo que se presenta en esta Memoria es el desarrollo de modelos numéricos de flexión litosférica y su aplicación a la formación de fosas oceánicas y cuencas de antepaís.

En la primera parte de la Memoria se describen los modelos conceptuales que relacionan los procesos de carga con la deflexión del basamento y la geometría sedimentaria resultante. Esta relación está básicamente determinada por el comportamiento reológico de la litosfera y los procesos superficiales de erosión/sedimentación.

En la segunda parte, se desarrollan los algoritmos de cálculo de la deflexión que están basados en el modelo de *placa delgada* y permiten incorporar distintas reologías: elástica, viscoelástica y elastoplástica. Una de las aportaciones de este trabajo es la integración en el modelo de flexión de la cinemática en 2D y 3D del proceso de carga, permitiendo una simulación mas rigurosa del emplazamiento de láminas cabalgantes. El tratamiento de los procesos de erosión y sedimentación es distinto en los modelos 2D y 3D. En el primer caso se han considerado los modelos simples de tasa constante y transporte difusivo, mientras que en el segundo caso se ha incorporado el transporte advectivo a través de la red de drenaje. Ambos modelos consideran el efecto de las variaciones eustáticas del nivel del mar y de la paleobatimetría.

La versatilidad con que se han diseñado los algoritmos de cálculo ha permitido su aplicación a dos contextos geodinámicos distintos. En primer lugar, el modelo de flexión de placa con diferentes reologías se ha aplicado a las fosas oceánicas de Tonga y Kermadec, permitiendo acotar la estructura de la litosfera en la Placa Pacífica y la magnitud de las fuerzas que actúan sobre la misma. En segundo lugar, el mismo modelo de flexión, conjuntamente con las aproximaciones adoptadas para la formación de la carga y el transporte de sedimentos en 2D y 3D, se ha aplicado a la cuenca de antepaís del Guadalquivir, permitiendo relacionar el movimiento de las Zonas Béticas Externas con la geometría de las unidades sedimentarias.

El modelo de placa elástica homogénea no permite reproducir el conjunto de observables (deflexión, arquitectura de la cuenca, etc.) y predice una distribución de esfuerzos en el interior de la placa que es incompatible con el comportamiento reológico de la litosfera. Por el contrario, el modelo de placa viscoelástica permite reproducir geometrías complejas del relleno

sedimentario, mientras que el modelo de placa elastoplástica no homogénea predice, además, una distribución más realista de los esfuerzos generados en el interior de la placa.

De la aplicación de los modelos a las fosas del Tonga y Kermadec se deduce que es necesario imponer una fuerza horizontal extensiva para ajustar correctamente la deflexión del basamento. Ello implica, que el mecanismo preponderante en la subducción de la Placa Pacífica es la contribución gravitatoria del *slab* que subduce (*slab pull*), y no el arrastre del manto astenosférico. De acuerdo a los parámetros reológicos escogidos, los resultados obtenidos favorecen el modelo térmico de Stein & Stein (1992) frente al de Parsons & Sclater (1977). No obstante, la validez de este resultado debe tomarse con precaución dado el alto grado de incertidumbre en la determinación de los parámetros reológicos.

Del estudio realizado en la Cuenca del Guadalquivir se deduce que la influencia de la carga asociada a las Zonas Béticas Internas es despreciable en el proceso de formación de la Cuenca. La subsidencia de la Cuenca precisa de la concurrencia de la carga topográfica, la carga asociada a la paleobatimetría, la contribución de la deformación cortical y la presencia de una carga de origen subcortical que, de acuerdo con las anomalías gravimétricas y geoidales, debe localizarse en la base de la litosfera. Por otro lado, el retroceso que se observa en los depósitos del Tortoniense y el avance subsiguiente de los depósitos del Mesiniense se han reproducido satisfactoriamente considerando el modelo de placa elastoplástica no homogénea y el modelo de placa viscoelástica. Por tanto, el retroceso de la unidad Tortoniense puede atribuirse a un efecto combinado de variaciones del nivel del mar, relajación viscosa de los esfuerzos y estratificación de la resistencia litosférica. Por último, el modelo elastoplástico permite, además, explicar la existencia de fallas extensionales en el basamento coetáneas al proceso de carga.



## Abstract

*Flexure of the lithosphere is a widely observed process in different tectonic settings. Its study is particularly relevant to understand the formation of foreland basins and oceanic trenches. The lithosphere bends in response to external loads (e.g., thrusts) and/or hidden loads (e.g., lithospheric deformation). Thereby, the evolution of the deflection and the basin infill geometry are directly related to loading processes.*

*The main goal of this work is to develop numerical models of lithospheric flexure and their application to the study of oceanic trenches and foreland basin formation.*

*The first part of this Thesis deals with the conceptual models that link loading processes to basement deflection and basin infill geometry. This relationship is mainly controlled by the rheological behavior of the lithosphere and by surface processes such as erosion and sedimentation.*

*The second part includes the development of thin plate model based algorithms with different rheologies: elastic, viscoelastic, and elastoplastic. A relevant contribution of this work is the integration in the flexural model of a 2D and 3D fully kinematic approach which realistically simulates thrust emplacement. Erosion and sedimentation processes are treated distinctly in the 2D and 3D approaches. The 2D approach considers either a constant erosion/sedimentation rate or a diffusive model, whereas the 3D can also incorporate advection through a drainage network. Both approaches include eustatic sea level variations and paleobathymetry.*

*Elastic and homogeneous elastoplastic plate models do not account for the observed deflection and basin architecture. Moreover, these models predict an unrealistic lithospheric stress distribution. In contrast, the viscoelastic plate model permits to reproduce complex infill geometries, whereas the non-homogeneous elastoplastic plate model predicts, in addition, a more realistic stress distribution.*

*The application of the 2D algorithms to the Tonga and Kermadec trenches has allowed to constrain the lithospheric structure of the Pacific Plate and the magnitude of the forces acting on the subducting slab. The most outstanding result is the necessity to impose a horizontal extensional force to fit the deflection of the basement. This implies that the driving mechanism is mainly governed by slab pull rather than mantle drag. Results also favour the half plate cooling model proposed by Stein & Stein (1992) instead of that proposed by Parsons & Sclater (1977), although the uncertainties on the rheological parameters do not allow for firm conclusions.*

*The application of the 2D and 3D algorithms to Southern Spain reveals that the Internal Betics play a negligible role in the formation of the Guadalquivir foreland basin. The basement deflection can only be explained considering the topography and paleobathymetry loads, the load associated with crustal deformation, and a hidden or extra load seated at subcrustal*

*levels. The analysis of gravity and geoid anomalies suggests that the hidden load is likely related to lithospheric thickening beneath the Betics. The complex stratigraphy of the Guadalquivir basin, particularly during Tortonian and Messinian times, is successfully reproduced by the viscoelastic and the non-homogeneous elastoplastic plate models suggesting that the basin infill resulted from the combination of eustatic sea-level variations, viscous stress relaxation, and layered lithospheric strength. Furthermore, the non-homogeneous elastoplastic plate model accounts for the presence of basement extensional faults that developed during thrusting.*

# 1. INTRODUCCIÓN

## 1.1 Flexión litosférica: Isostasia local e isostasia regional

El concepto de isostasia se aplica en geodinámica al equilibrio de fuerzas que debe existir sobre la capa externa resistente de la Tierra. Basándose en las medidas gravimétricas realizadas en los Andes e Himalaya, Airy (1855) y Pratt (1855) propusieron los primeros modelos de compensación isostática. Según el principio de isostasia, existe una cierta profundidad, denominada profundidad de compensación, a partir de la cual la presión creada por los materiales suprayacentes no varía lateralmente. Es decir, el peso de la columna de material existente entre un punto cualquiera de la superficie de la Tierra y la profundidad de compensación es constante en todo el planeta. Esta hipótesis supone implícitamente la existencia de una capa externa más resistente que descansa sobre un material fluido que se redistribuye hasta alcanzar el equilibrio hidrostático. Los modelos de Airy y Pratt son clasificados como modelos de compensación local, pues suponen que la compensación en cada columna se alcanza sin transmitir esfuerzos a las columnas adyacentes. Así, cuando se forma un orógeno, el exceso de carga debido a la topografía debería ser compensado en cada punto con un déficit de masa localizado bajo el mismo punto, en algún lugar por encima del nivel de compensación. Aunque estos modelos resultan adecuados en algunos casos para explicar los movimientos verticales de la corteza, la compensación isostática local predice un comportamiento independiente del tamaño de la carga, lo cual no siempre coincide con las observaciones (Barrell, 1914; Banks *et al.*, 1977).

Para explicar este hecho, Barrell (1914), y mas tarde Vening Meinesz (1941), introdujeron el concepto de litosfera como capa externa de la Tierra que presenta rigidez ante los esfuerzos aplicados durante intervalos de tiempo de escala geológica. Asimismo, postularon la existencia de una capa subyacente, la astenosfera, de comportamiento fluido en los mismos períodos de tiempo. Los estudios de reajuste isostático (p. e., Hamilton *et al.*, 1956) han confirmado el comportamiento fluido de la astenosfera. Así pues, la litosfera se comporta como una placa rígida que descansa sobre un fluido cuando es sometida a fuerzas externas, transmitiendo lateralmente los esfuerzos generados. Este fenómeno, conocido con el nombre de isostasia regional o flexión, se ha utilizado para explicar la deformación de la litosfera en regiones muy diversas: montañas volcánicas marinas, zonas de subducción, cuencas de antepaís, deltas, etc. (p. e., Turcotte *et al.*, 1978; Watts *et al.*, 1982; McNutt & Menard, 1982).

En general, la flexión de la litosfera puede ser explicada mediante un modelo de placa delgada, que muestra propiedades coincidentes con las observaciones. Así, por ejemplo, la deflexión es máxima junto a la carga y disminuye progresivamente al alejarse de ésta. Además,

se observa que a cierta distancia de la carga, la deflexión llega a anularse y cambia de signo, formando una elevación que recibe el nombre de *forebulge*.

Se han propuesto diversas reologías para reproducir la flexión litosférica, destacando entre ellas la elástica por ser la más utilizada y la que con mayor sencillez conceptual permite reproducir, a grandes rasgos, la respuesta flexiva de gran parte de las zonas estudiadas. En una placa elástica, los esfuerzos debidos a la flexión se distribuyen libremente sin tener en cuenta la variación de la resistencia de los materiales con la profundidad, tratándose por tanto de un modelo homogéneo. En la litosfera oceánica, el modelo de placa elástica permitió asociar el espesor elástico de la placa con la edad de la litosfera (Watts, 1978) e interpretarlo desde el punto de vista termomecánico (Goetze & Evans, 1979). Sin embargo, la aplicación de un modelo elástico a la litosfera continental es más problemática debido a la mayor complejidad de su estructura térmica y reológica.

Otros modelos de placa delgada homogénea utilizan reologías como la viscosa pura o la viscoelástica. Dichos modelos tienen en cuenta la relajación de los esfuerzos, cuyo efecto es detectable durante la flexión de la litosfera (Walcott, 1970). Sin embargo, estas reologías homogéneas suponen unas distribuciones de esfuerzos incompatibles con la resistencia de los materiales que componen la litosfera (Goetze & Evans, 1979). En consecuencia, en los últimos años se han desarrollado modelos más complejos en los que la distribución de los esfuerzos flexurales está limitada por una resistencia variable con la profundidad, tanto en la litosfera oceánica (Bodine *et al.*, 1981) como en la continental (McNutt *et al.*, 1988; Burov & Diament, 1992, 1995).

## 1.2 Formación de cuencas de antepaís

El término *cuenca de antepaís* (Dickinson, 1974) se ha aplicado a las cuencas sedimentarias formadas entre las cadenas montañosas y el cratón adyacente. Dichas cuencas se han interpretado como la consecuencia de la respuesta rígida de la litosfera (flexión o compensación regional) frente a la carga producida por el emplazamiento de mantos de corrimiento del orógeno. Esta interpretación se ha basado en el hecho de que estas cuencas están típicamente flanqueadas por dos márgenes de muy distintas características: un margen pasivo en el lado cratónico, donde emerge el basamento poco o nada deformado, y un margen activo constituido por el orógeno, en el que se observa un importante acortamiento aproximadamente coetáneo con la formación de la cuenca. El hundimiento progresivo del basamento hacia la cuña orogénica (donde alcanza la máxima profundidad) refleja un basculamiento relacionado con el emplazamiento de la carga.

La geometría final del relleno sedimentario de la cuenca es consecuencia, fundamentalmente, de la subsidencia flexural producida por la carga asociada al orógeno, aunque las variaciones eustáticas del nivel del mar y la paleobatimetría juegan un papel relevante. Asimismo, los cambios de facies asociados a variaciones del medio sedimentario

pueden estar relacionados con el comportamiento flexural de la litosfera (Sinclair & Allen, 1992). Otra evidencia del comportamiento flexural en las cuencas de antepaís es la elevación distal del basamento (*forebulge*), que genera disconformidades en el registro sedimentario. Además, en la zona más externa de la cuenca se han observado con frecuencia sistemas de fallas normales que afectan al basamento (p. e., Quinlan & Beaumont, 1984; Bradley & Kidd, 1991) atribuidos a los esfuerzos flexurales extensivos que se producen en la región del *forebulge*.

## 1.3 Antecedentes y motivaciones de la modelización

La modelización numérica de la flexión en litosfera oceánica comenzó a mediados de siglo (Vening Meinesz, 1941), y ha estado siempre por delante de estudios similares aplicados a la litosfera continental debido a la mayor heterogeneidad que ésta presenta. En un trabajo ya clásico, Watts (1978) encontró una relación directa entre la rigidez y la edad de la litosfera oceánica. Otros estudios han permitido relacionar la flexión con las propiedades reológicas de la litosfera oceánica (Bodine et al, 1981).

Los primeros estudios de la flexión en litosfera continental se iniciaron con los trabajos de Beaumont (1978, 1981) aplicados a la Cuenca de Alberta (Oeste de Canadá). Este autor explicó la geometría a gran escala de los sedimentos de la cuenca utilizando un modelo flexural de placa viscoelástica y simulando el emplazamiento de las Montañas Rocosas mediante cargas instantáneas rectangulares. Mientras Beaumont (1981) y Quinlan & Beaumont (1984) concluyen que la carga topográfica relacionada con los cabalgamientos en las Montañas Rocosas y el los Apalaches es suficiente para explicar la flexión observada, Royden & Karner (1984) proponen que dicho tipo de carga es insuficiente para explicar la deflexión del basamento en las cuencas de antepaís de los Cárpatos y los Apeninos.

Para la modelización numérica de la formación de cuencas de antepaís y su relleno sedimentario se han utilizado diferentes modelos de flexión litosférica, fundamentalmente el elástico (p. e., Flemings & Jordan, 1989; Hinojosa & Mickus, 1993) y el viscoelástico (p. e., Beaumont, 1981). Flemings & Jordan (1989) integraron el modelo de flexión de placa elástica con un modelo difusivo de erosión y sedimentación, utilizando como carga orogénica una cuña móvil (ver también, Sinclair *et al.*, 1991). Toth *et al.* (1996) han utilizado posteriormente modelos de carga más realistas en los que se tiene en cuenta la cinemática del acortamiento mediante cabalgamientos.

Johnson & Beaumont (1995) realizaron una aproximación a la modelización 3D y estudiaron la geometría y facies de los sedimentos de las cuencas de antepaís asumiendo un modelo de flexión elástica y un modelo de carga en bloque (cuña 3D avanzando a velocidad constante hacia el antepaís). Con este modelo mostraron que los efectos de retroalimentación entre los procesos superficiales y los tectónicos pueden ser importantes y que en determinadas



condiciones, el transporte de sedimentos se produce principalmente en la dirección axial de la cuenca (paralela al orógeno).

Desde el punto de vista reológico, diversos trabajos han tratado de relacionar el valor del espesor elástico equivalente de la placa continental con la curvatura de la placa (McNutt *et al.*, 1988) o la edad de la litosfera y la de la carga (p. e., Kusznir y Karner, 1985). Para la litosfera oceánica se han propuesto diferentes modelos y algoritmos de cálculo en los que los esfuerzos producidos por la flexión de la placa tienen en cuenta la variación de la resistencia de los materiales con la profundidad (Bodine *et al.*, 1981; McNutt y Menard, 1982), pero hasta fechas más recientes no se ha comenzado a abordar el mismo problema en la litosfera continental (McNutt *et al.*, 1988; Burov y Diament, 1992, 1995; Ranalli, 1994).

Burov & Diament (1992) mostraron que la distribución de esfuerzos en la placa litosférica sobre la que se forma la cuenca de antepaís está muy influida por la estratificación de la resistencia en la litosfera continental y por el posible desacoplamiento entre la corteza y el manto. Sin embargo, no se ha estudiado, hasta la fecha, el efecto de la evolución de la carga sobre los esfuerzos en una litosfera estratificada.

Los trabajos de modelización numérica de flexión continental publicados en los últimos años se han centrado básicamente en los siguientes aspectos: a) explicar la geometría del basamento flexionado y los sedimentos que se observan en las cuencas sedimentarias; b) estudiar la relación entre las propiedades mecánicas (reología) de la litosfera y las observaciones de la flexión; y c) estudiar la influencia de procesos superficiales tales como erosión y sedimentación y su efecto sobre la redistribución de la carga.

## **1.4 Objetivos y presentación**

En este contexto, el objetivo genérico del presente trabajo es el desarrollo de modelos numéricos que den cuenta del comportamiento flexural de la litosfera según diferentes aproximaciones y que permitan estudiar la interacción entre los principales procesos que intervienen durante la formación de una cuenca flexural.

En base a lo expuesto anteriormente, los objetivos específicos de este trabajo son los siguientes:

1. Elaboración de un modelo conceptual de formación de cuencas de antepaís que integre los principales procesos involucrados: la carga mediante cabalgamientos, la flexión litosférica y el transporte superficial de sedimentos.
2. Desarrollo, a partir del modelo conceptual, de un modelo numérico integrado 2D que resuelva el cálculo de la flexión de la litosfera continental y oceánica utilizando una reología estratificada. Se pondrá especial atención en relacionar la respuesta flexural de la litosfera con la cinemática del orógeno, la evolución de la cuenca y la geometría de sus unidades sedimentarias.

3. Desarrollo de un modelo numérico integrado 3D que permita estudiar la evolución del transporte de materiales en una cuenca de antepaís y el efecto que tiene la falta de simetría bidimensional en los procesos que dan lugar a la formación de la cuenca.
4. Aplicación de los modelos numéricos a un caso de flexión de litosfera oceánica (fosas de Tonga y Kermadec, SO de la Placa Pacífica), con los objetivos de estudiar la estructura termomecánica de la litosfera en la región y acotar el valor de las fuerzas relacionadas con la subducción.
5. Aplicación de los modelos numéricos a un caso de flexión de litosfera continental (cuenca de antepaís del Guadalquivir), con la finalidad de estudiar la estructura termomecánica de la litosfera en la región y relacionar la tectónica de los cabalgamientos con la geometría de la cuenca.
6. Análisis comparativo de la flexión de la litosfera oceánica y continental.

Es importante remarcar que dentro de los objetivos del presente trabajo no se incluye a) el análisis pormenorizado de las propiedades reológicas de los materiales litosféricos; b) el tratamiento exhaustivo de los procesos superficiales de erosión y sedimentación; ni c) la elaboración de un modelo numérico de elevada complejidad que requiera parámetros de difícil determinación. Así pues, se trata de desarrollar un modelo que dé cuenta de los observables mejor establecidos a gran escala: la batimetría en el caso de las fosas oceánicas; la subsidencia del basamento y la geometría de las unidades sedimentarias en el caso de las cuencas de antepaís.

El trabajo está distribuido en tres partes: a) Proposición de un modelo conceptual que agrupe los principales procesos que intervienen en la flexión y la formación de cuencas de antepaís (capítulo 2); b) Desarrollo de los algoritmos y programas necesarios para el cálculo numérico (caps. 3 y 4); y c) Aplicación de los modelos desarrollados al estudio del comportamiento flexivo de la litosfera oceánica (Fosas de Tonga y Kermadec) y la litosfera continental (Cuenca del Guadalquivir) (caps. 5 y 6).

El modelo conceptual descrito en el Capítulo 2 establece las aproximaciones adoptadas para la formación de carga orogénica, los procesos superficiales (erosión, transporte y sedimentación) y la flexión litosférica. Este modelo se ha diseñado para cuantificar la flexión litosférica en general y reproducir, a grandes rasgos, la geometría del basamento y relleno sedimentario en las cuencas de antepaís.

En el Capítulo 3 se presentan los algoritmos desarrollados para la modelización en 2D de los procesos descritos anteriormente. Este modelo numérico incluye diversas reologías y tiene suficiente versatilidad como para ser aplicado en contextos tectónicos muy diversos.

En el Capítulo 4 se desarrolla un modelo numérico en 3D análogo al anterior. Este modelo está diseñado más específicamente para su aplicación a cuencas de antepaís, poniendo especial énfasis en el transporte superficial de sedimentos.

El Capítulo 5 muestra la metodología y resultados de la modelización aplicada a dos casos de flexión en litosfera oceánica: las fosas oceánicas de Tonga y Kermadec (Pacífico Suroccidental). El estudio desarrollado ha permitido acotar con cierta precisión las fuerzas que actúan en el eje de las fosas sobre la Placa Pacífica y la estructura termomecánica de la misma.

En el Capítulo 6 se desarrolla una aplicación completa de los modelos desarrollados a la cuenca de antepaís del Guadalquivir. Dicha aplicación incluye la modelización de la geometría de la cuenca y sus unidades sedimentarias como respuesta al emplazamiento no instantáneo de cargas. Asimismo, se estudia la evolución de los esfuerzos flexurales, la distribución y el posible origen de cargas ocultas, y la estructura termomecánica de la litosfera.

Si bien en los capítulos 3 a 6 se incluye una discusión y conclusiones parciales, en el Capítulo 7 se realiza una discusión general de los resultados de la modelización y de las aplicaciones desde un punto de vista comparativo entre litosfera oceánica y continental.

Al final del volumen se incluyen índices de referencias, tablas, ilustraciones y términos, así como una tabla de los símbolos más utilizados.



## 2. MODELOS CONCEPTUALES Y FUNDAMENTOS MATEMÁTICOS

En este capítulo se expone el conjunto de hipótesis (modelo conceptual o físico) que han sido adoptadas para la elaboración de los modelos numéricos de flexión en distintos contextos geodinámicos y se mostrarán y desarrollarán las ecuaciones matemáticas que gobiernan los procesos involucrados. Dado que el objetivo es contribuir al desarrollo de la modelización numérica de procesos de flexión litosférica en 2D y 3D, los modelos conceptuales y las ecuaciones dependerán, en ocasiones, de cuál de estas aproximaciones sea adoptada. Por esta razón, a lo largo de este capítulo, se hará referencia explícita al modelo que se trate (2D o 3D).

### 2.1 Consideraciones generales

El diseño del modelo conceptual de flexión litosférica y formación de cuencas de antepaís está, en nuestro caso, ligado al desarrollo de unos algoritmos y un modelo numérico que resuelvan cuantitativamente ese proceso y que permitan relacionar el emplazamiento de la carga orogénica con la geometría del basamento y/o relleno sedimentario. No se trata, por tanto, de elaborar un modelo conceptual completo y detallado, ni tampoco de integrar en él todos los conocimientos relativos a la formación de cuencas de antepaís, sino de seleccionar los procesos que permitan establecer la relación entre tectónica y sedimentación de forma que sea posible su cuantificación sin una dependencia excesiva de parámetros poco conocidos.

En los modelos que se presentan en este trabajo, la formación del sistema orógeno-cuenca se considera explícitamente consecuencia de tres procesos interrelacionados (Fig. 2-1): la formación de relieve por desplazamiento lateral de cabalgamientos; la flexión de la litosfera bajo la carga del orógeno resultante; y el transporte de sedimentos mediante procesos superficiales de erosión del orógeno y deposición en la cuenca. También ha sido considerado el efecto de las variaciones eustáticas del nivel del mar.

Los modelos conceptuales adoptados se basan en distintas aproximaciones realizadas por diversos autores: Así, el modelo de carga y deformación es semejante al propuesto por Toth *et al.* (1996) si bien, en nuestro caso, no se considera la deformación en la corteza inferior y manto litosférico. El modelo de transporte fluvial de sedimentos es semejante al desarrollado por Beaumont *et al.* (1992), discutido también por Kooi & Beaumont (1994), aunque en nuestro caso no se incluye el estudio de las facies sedimentarias, poniendo más énfasis en los procesos de carga y de flexión. Otro antecedente importante es el modelo de flexión de placa elastoplástica de múltiples capas de Burov & Diament (1992, 1995) que ha sido integrado en el modelo 2D para estudiar el efecto de la estratificación de la reología litosférica durante la formación de cuencas de antepaís.

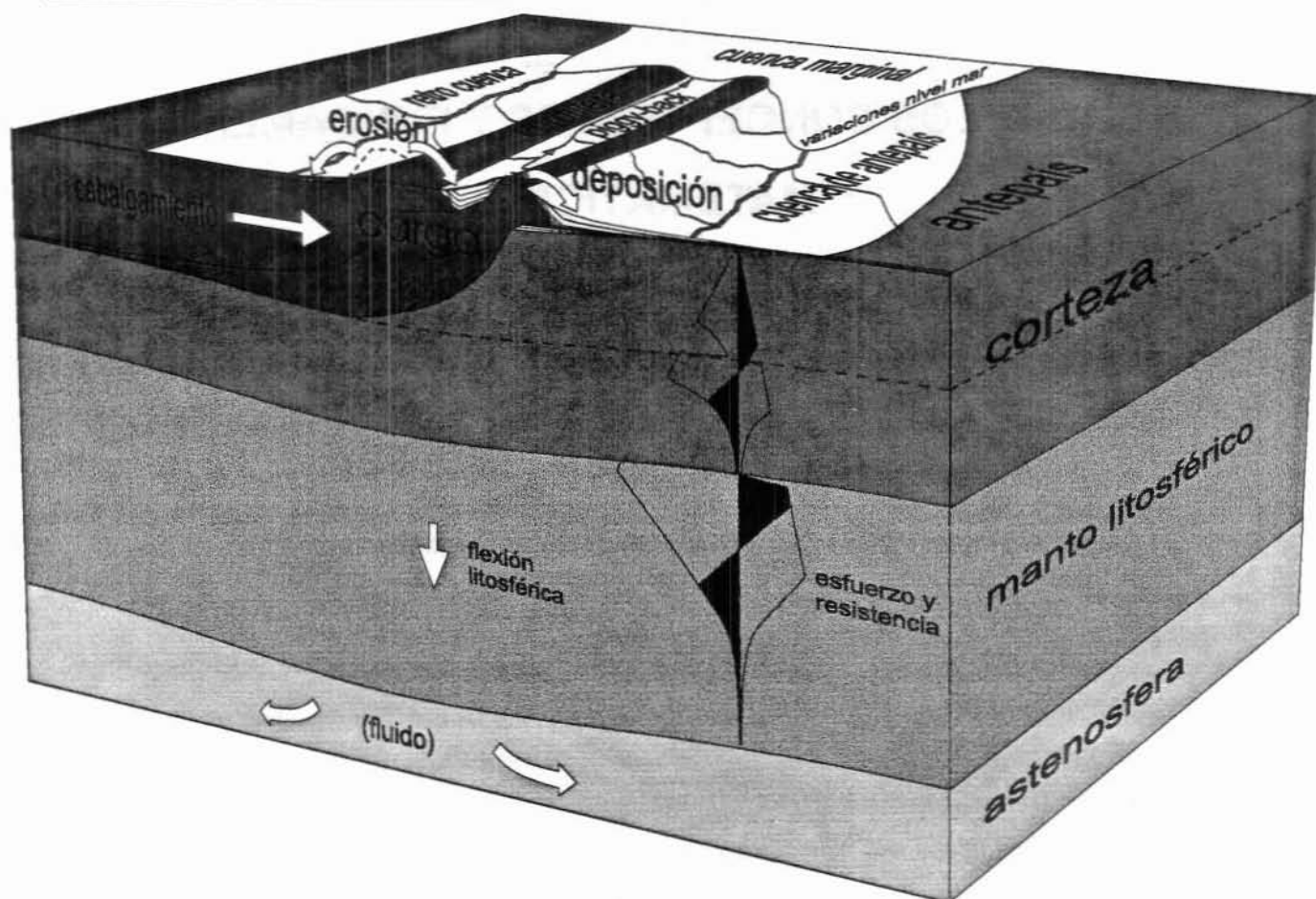


Fig. 2-1.- Esquema de los procesos que intervienen en los modelos de formación de cuencas de antepaís que se han desarrollado en este trabajo. El apilamiento de mantos de corrimiento genera una carga que flexiona la litosfera produciendo cuencas junto al orógeno. Simultáneamente, la topografía asociada al acortamiento cortical es erosionada y sus materiales son transportados a las cuencas adyacentes, redistribuyendo así la carga y modificando la flexión. Se ha puesto especial énfasis en utilizar distribuciones realistas de esfuerzos en la litosfera, en reproducir el transporte tridimensional de los sedimentos y en las variaciones eustáticas del nivel del mar.

No todos los procesos que se describirán a continuación han sido incluidos en los dos modelos numéricos (2D y 3D) que se presentan en este trabajo. El transporte fluvial de sedimentos, por ejemplo, sólo puede ser incorporado al modelo 3D, mientras que el modelo de flexión elastoplástico sólo es aplicado en el modelo 2D.

## 2.2 Modelos conceptuales de carga (2D y 3D)

La formación de cuencas de antepaís está en gran parte relacionada al apilamiento de mantos de corrimiento de escala cortical que se produce durante la convergencia entre placas litosféricas (Price, 1973). Dicho apilamiento se traduce en una carga vertical responsable de la flexión de la litosfera. En este apartado se describe el modelo adoptado para el cálculo de la carga que actúa en cada columna litosférica teniendo en cuenta el avance de los cabalgamientos, su geometría y su posible apilamiento. Asimismo, se describe la incorporación al modelo de cargas relacionadas con la topografía, cargas ocultas, y fuerzas y momentos aplicados en los extremos de la placa (Fig. 2-2). Sin embargo, no se considerará de forma explícita el efecto de

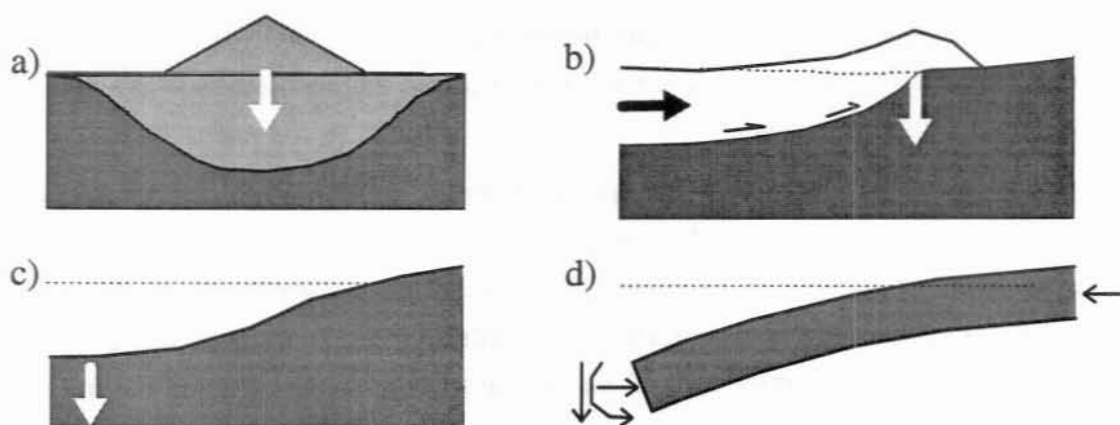


Fig. 2-2.- Tipos de carga utilizados en este trabajo: topográfica (a), por cabalgamientos (b), ocultas (c) y fuerzas de contorno (d).

las fuerzas verticales de origen subcortical (p. e., engrosamiento litosférico, engrosamiento de la corteza inferior, etc.).

## 2.2.1 Carga mediante cabalgamientos

Para el cálculo de la carga adicional producida en cada punto de la placa por el desplazamiento de un cabalgamiento, se adopta la aproximación más sencilla de conservación del grosor vertical de la lámina cabalgante (Fig. 2-3). Es decir, si se toma como sistema de referencia el bloque superior en movimiento, el grosor de la lámina no varía durante el desplazamiento (sin considerar la erosión). En los trabajos de modelización de cuencas de antepaís en que se da especial importancia al movimiento de las cargas, es común aproximar la carga orogénica mediante una cuña crítica avanzando a velocidad constante hacia el antepaís (Flemings & Jordan, 1989). En el presente trabajo, sin embargo, se ha optado por calcular la carga explícitamente como consecuencia de la propagación de un sistema de cabalgamientos, según el método utilizado por Toth *et al.* (1996).

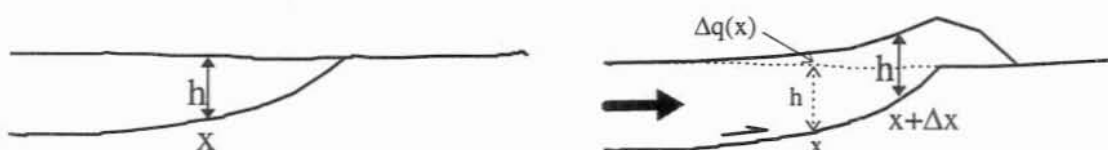


Fig. 2-3.- Esquema del cálculo de la carga adicional  $\Delta q(x)$  creada por un desplazamiento  $\Delta x$  de un manto de corrimiento. El grosor del bloque superior  $h$  se mantiene durante el desplazamiento. El incremento de carga es equivalente al incremento de masa en cada columna.

## 2.2.2 Carga topográfica

La práctica totalidad de los trabajos de modelización de subsidencia en cuencas de antepaís evita abordar el proceso de generación de la carga mediante apilamiento de láminas cabalgantes asumiendo que la carga se emplaza de forma instantánea. Esto es así no sólo debido a la complejidad del cálculo, sino también porque en general no se conoce en detalle la evolución

del cabalgamiento y porque el objetivo de dichos trabajos suele ser reproducir únicamente la deflexión sufrida por el basamento y no la geometría del relleno sedimentario (que es más sensible a la evolución de la carga).

Éste es el caso, por ejemplo, del único antecedente de modelización de la cuenca del Guadalquivir (van der Beek & Cloetingh, 1992), donde se asume que los materiales comprendidos entre el basamento y la superficie actúan como carga instantánea de densidad constante. Este tipo de carga, denominado en la bibliografía como *carga topográfica*, se ha utilizado en este trabajo de forma puntual ya que permite elaborar modelos preliminares con hipótesis y cálculos relativamente sencillos.

La ventaja de usar este tipo de cargas topográficas es que permite calcular la flexión del basamento imponiendo de antemano el perfil topográfico resultante (Fig. 2-2a). Un sistema de cargas más complejo como el descrito en el apartado anterior (apilamiento de cabalgamientos) no ofrece control *a priori* sobre la topografía resultante, que deberá ser ajustada mediante modelización directa, al igual que la deflexión del basamento.

## 2.2.3 Otras cargas

### ***Cargas ocultas***

La modelización de la flexión en cuencas de antepaís mediante cargas topográficas ha mostrado que la topografía es insuficiente en numerosos casos para explicar la deflexión observada y que es necesario invocar *cargas ocultas* (p. e., Royden & Karner, 1984; Bott, 1991) de origen indeterminado. Un posible origen de las cargas ocultas podría ser la redistribución de masas a niveles profundos corticales o litosféricos que pueden dar lugar a sobrecargas positivas (p. e. Brunet, 1986; Royden, 1988) o negativas (p. e., Lyon-Caen & Molnar, 1983, 1985).

Con el objetivo de tener en cuenta este tipo de cargas, en el modelo numérico se incluye la posibilidad de aplicar cargas de magnitud y distribución arbitrarias que no aparecen geométricamente en la sección del modelo y que por tanto no influyen en la topografía excepto por la flexión que producen.

Stockmal *et al.* (1986) sugieren que una paleobatimetría importante previa a la flexión puede hacer subestimar la magnitud de la carga, lo cual puede inducir erróneamente a considerar cargas ocultas subcorticales. Para evitar este problema, en el modelo desarrollado en este trabajo se ha considerado el efecto de la paleobatimetría y la redistribución de masa en la corteza superior, pero no se ha tenido en cuenta de forma explícita la formación de cargas subcorticales como las relacionadas con la deformación de la corteza inferior y/o manto litosférico.



## **Fuerza y momento de contorno**

También es común añadir al modelo fuerzas puntuales que actúan en el límite del modelo y cuyo origen puede localizarse o bien en la región que queda más allá de dicho límite (la región no modelizada) o bien en cargas subcorticales como las mencionadas anteriormente. En el caso de subducción en fosas oceánicas, este tipo de carga suele ser suficiente para explicar la deflexión observada, debido a que las fuerzas que actúan sobre la placa que subduce (a excepción de la flotabilidad) se encuentran más allá de la fosa, fuera del dominio de la modelización (p. e., Zoetemeijer, 1993).

## **Fuerza tectónica horizontal**

La importancia de la fuerza tectónica horizontal en la flexión litosférica ha sido ampliamente discutida en los últimos 15 años. Heiskanen & Vening Meinesz (1958) y Caldwell *et al.* (1976), entre otros, concluyeron que el efecto de esta fuerza era de poca importancia. Sin embargo, estudios posteriores que consideran la deflexión previa a la acción de la fuerza horizontal muestran su influencia no sólo en la subsidencia de una cuenca sedimentaria sino también en su estratigrafía (Lambeck, 1983; Cloetingh *et al.*, 1985; Karner, 1986; Karner *et al.*, 1993; Allen & Allen, 1990).

## **2.3 Modelos conceptuales de flexión de placa delgada**

Los procesos de carga descritos en los apartados anteriores son responsables, según el modelo comúnmente admitido, del hundimiento (deflexión) del antepaís durante la formación de un orógeno. Para calcular esta deflexión se asumirá que la litosfera responde a dichas cargas como una placa delgada sometida a fuerzas externas. Las propiedades mecánicas (la reología) atribuidas a la placa litosférica han sido diversas en la literatura, y uno de los objetivos de este trabajo es participar en la discusión acerca de cuál de los modelos reológicos propuestos hasta el momento resulta más adecuado. Para ello, tres de estas reologías alternativas han sido incorporadas al modelo numérico: elástica, viscoelástica y elastoplástica.

### **2.3.1 Modelos reológicos**

Se han propuesto diversos modelos reológicos para describir la deformación de una placa litosférica sometida a fuerzas tectónicas: **elástico perfecto** (p. e. Vening Meinesz, 1941; Lyon-Caen & Molnar, 1983), **viscoso** (De Bremaecker, 1977), **viscoelástico** (Walcott, 1970; Watts *et al.*, 1982; Lambeck, 1983) y **elástico-perfectamente plástico** (Turcotte *et al.*, 1978). Las relaciones esfuerzo-deformación que caracterizan estos modelos se explican, de forma simplificada, a continuación (ver también Beaumont, 1979):

El modelo de deformación **elástico** supone que la deformación  $\epsilon$  es proporcional al esfuerzo aplicado  $\sigma$  y que, al cesar el esfuerzo, el sólido recupera su forma inicial. Mientras el esfuerzo aplicado sea constante, la deformación generada también lo será (Fig. 2-4).

El modelo **viscoso** puro supone que un esfuerzo constante en el tiempo provoca una velocidad de deformación  $d\epsilon/dt$  también constante que depende del esfuerzo y la viscosidad  $\mu$ . Cuando la fuerza externa aplicada desaparece, la velocidad de deformación vuelve a ser nula y no se recupera la posición inicial (Ranalli, 1987) (Fig. 2-5).

El modelo **viscoelástico** combina los dos anteriores de forma que, cuando el esfuerzo externo se aplica sobre un sólido, se produce instantáneamente la deformación elástica y comienza entonces la deformación viscosa. Cuando el esfuerzo aplicado cesa, sólo la deformación elástica se recupera, quedando remanente la viscosa (Fig. 2-6). Por otro lado, si se impone una deformación constante a un cuerpo viscoelástico, los esfuerzos internos inicialmente producidos tienden a relajarse exponencialmente con el tiempo (Nadai, 1963).

Finalmente, el modelo **elastoplástico** (Fig. 2-7) supone un comportamiento elástico por debajo de un cierto esfuerzo límite  $\sigma_L$  a partir del cual el sólido no soporta esfuerzos mayores aunque se le imponga una mayor deformación (cesión del material o *yielding*). La recuperación del esfuerzo tiene lugar en el mismo instante en que se invierte la deformación, de forma que al anularse el esfuerzo queda remanente la componente anelástica de la deformación. El esfuerzo límite es característico de cada material y depende también de la temperatura y la presión, por lo que, en la litosfera, resulta fuertemente variable con la profundidad (p. e. Kusznir & Park, 1987).

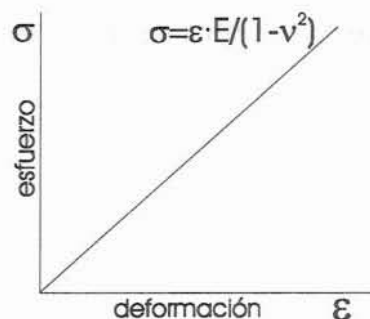


Fig. 2-4.- Diagrama esfuerzo-deformación para un sólido elástico.

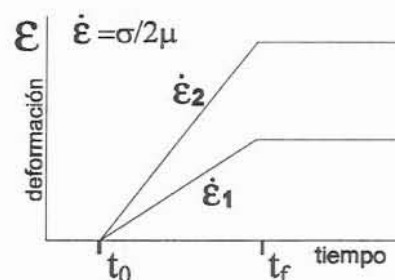


Fig. 2-5.- Evolución de la deformación producida en un sólido viscoso por dos esfuerzos  $\sigma_2 = 2\sigma_1$ . En el diagrama se muestra la deformación producida por un esfuerzo que actúa entre los instantes  $t_0$  y  $t_f$ .

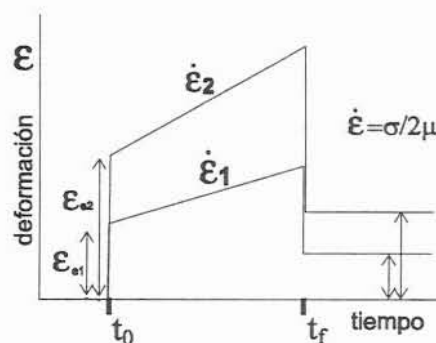


Fig. 2-6.- Deformación producida por dos esfuerzos constantes ( $\sigma_2 = 2\sigma_1$ ) que actúan entre los instantes  $t_0$  y  $t_f$  según el modelo viscoelástico.  $\epsilon_{01}$  y  $\epsilon_{02}$  corresponden a la deformación inicial elástica.

De todos estas reologías, la elástica es la más utilizada en los modelos de placa delgada para reproducir de forma sencilla los rasgos generales de la mayoría de las regiones donde se ha estudiado la flexión de la litosfera. Tanto el modelo viscoelástico como el elastoplástico son generalizaciones del modelo elástico (son aproximaciones complementarias al comportamiento anelástico de los sólidos) y

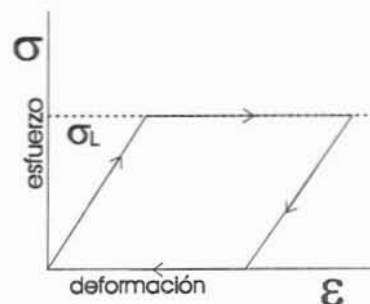


Fig. 2-7.- Diagrama esfuerzo-deformación según el modelo de deformación elastoplástico.

contienen a éste como caso particular: el primero incorpora la relajación a lo largo del tiempo de los esfuerzos; el segundo la limitación plástica de los mismos. Ambos fenómenos han sido ampliamente observados en la litosfera y su inclusión en los modelos numéricos de placa litosférica delgada produce cambios substanciales en la interpretación de los resultados. Asignar propiedades elásticas puras homogéneamente en toda la litosfera está en contradicción con las propiedades de las rocas que la constituyen, según observaciones realizadas en laboratorio (Goetze & Evans, 1979). Los resultados así obtenidos deben ser interpretados con mucha precaución: ni el espesor elástico obtenido del ajuste de la deflexión del basamento se corresponderá con el espesor mecánico de la litosfera, ni la evolución temporal de la subsidencia se corresponderá estrictamente con la realidad.

Según la aproximación típica en el estudio de la flexión de la litosfera, ésta se comporta como una placa delgada que descansa sobre un fluido y es flexionada por las fuerzas gravitatorias o tectónicas que actúan sobre ella. En los siguientes apartados se explica resumidamente la forma en que los modelos reológicos alternativos que se han descrito son incorporados al modelo flexión litosférica de placa delgada en dos y tres dimensiones.

### 2.3.2 Placa elástica (2D y 3D)

El modelo de deformación más comúnmente atribuido a la litosfera es el modelo elástico puro. Según este modelo reológico, la deformación en el sólido es proporcional al esfuerzo externo que la produce y se recupera cuando cesa dicho esfuerzo. La formulación matemática completa de la flexión de una placa delgada elástica, puede encontrarse en diversas fuentes bibliográficas (p. e., Turcotte & Schubert, 1982; Bott, 1982). Con el objetivo de poder considerar la sucesión de múltiples cargas (en diferentes instantes) bajo el efecto de una fuerza lateral compresiva o extensiva, en las ecuaciones que se van a desarrollar aparecen términos poco habituales en la bibliografía.

En el caso de un modelo bidimensional (en sección transversal), para encontrar una ecuación que relacione la deflexión con la carga y la fuerza lateral, se tendrán en cuenta las fuerzas y momentos que actúan sobre un elemento diferencial de anchura  $dx$  de dicha placa (Fig. 2-8).

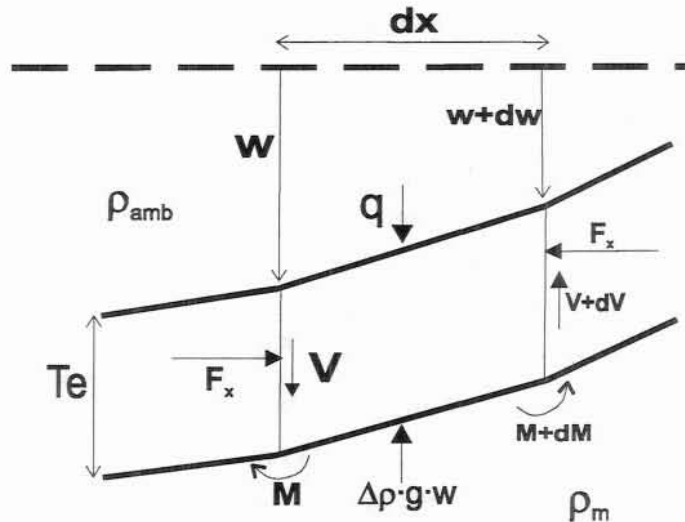


Fig. 2-8.- Fuerzas que actúan sobre un elemento diferencial de la placa delgada.  $T_e$  es el espesor de la placa;  $F_x$  es la fuerza tectónica horizontal;  $\rho_{amb}$  y  $\rho_m$  son las densidades de los materiales situados por encima y debajo de la placa, respectivamente;  $q$  es la carga externa;  $M$  es el momento;  $V$  es la cizalla vertical;  $w$  es la deflexión;  $\Delta\rho \cdot g \cdot w$  es la fuerza restitutiva;  $dx$  es la anchura del elemento diferencial.

Cuando el espesor de la placa sea pequeño frente a las longitudes de onda de la distribución de la carga, podrá suponerse que los únicos esfuerzos que se producen en la placa son los horizontales debidos a la curvatura de la placa y los debidos a la fuerza horizontal aplicada (aproximación de placa delgada) (Marquart, 1987). Éstos esfuerzos se distribuyen siguiendo una relación lineal con la profundidad (Fig. 2-9) en cada punto de posición horizontal  $x$  de la placa

$$\sigma_x(z) = -\frac{E}{1-\nu^2} \cdot \frac{d^2 w(x)}{dx^2} \cdot (z - z_n) \quad (2-1)$$

La ecuación (2-1) describe dicha distribución de los esfuerzos horizontales  $\sigma_x$  en un punto situado a una profundidad  $z$  de la superficie de la placa en función de la curvatura de la deflexión  $w$  producida y de la coordenada vertical del punto de esfuerzo nulo  $z_n$  (si la placa es homogénea, su valor será la mitad del grosor,  $T_e/2$ ). Si esta distribución de esfuerzos se integra respecto a  $z$  para encontrar el momento de torsión se obtiene la siguiente relación:

$$M(x) = \int_0^{T_e(x)} (z - z_n) \cdot \sigma_x(z) \cdot dz \equiv -D(x) \frac{d^2 w(x)}{dx^2} \quad (2-2)$$

en la que  $M$  es el momento de torsión (o momento flector),  $T_e$  el espesor de la placa y  $D$  es su rigidez, que queda definida en la segunda igualdad de esta expresión como el coeficiente de proporcionalidad entre la curvatura y el momento resultante de resolver la integral. Por otro lado, analizando el momento aplicado a un elemento diferencial de placa (Fig. 2-8) se obtiene la relación

$$\frac{dM(x)}{dx} = V(x) + F_x \frac{d(w_0(x) + w(x))}{dx} \quad (2-3)$$



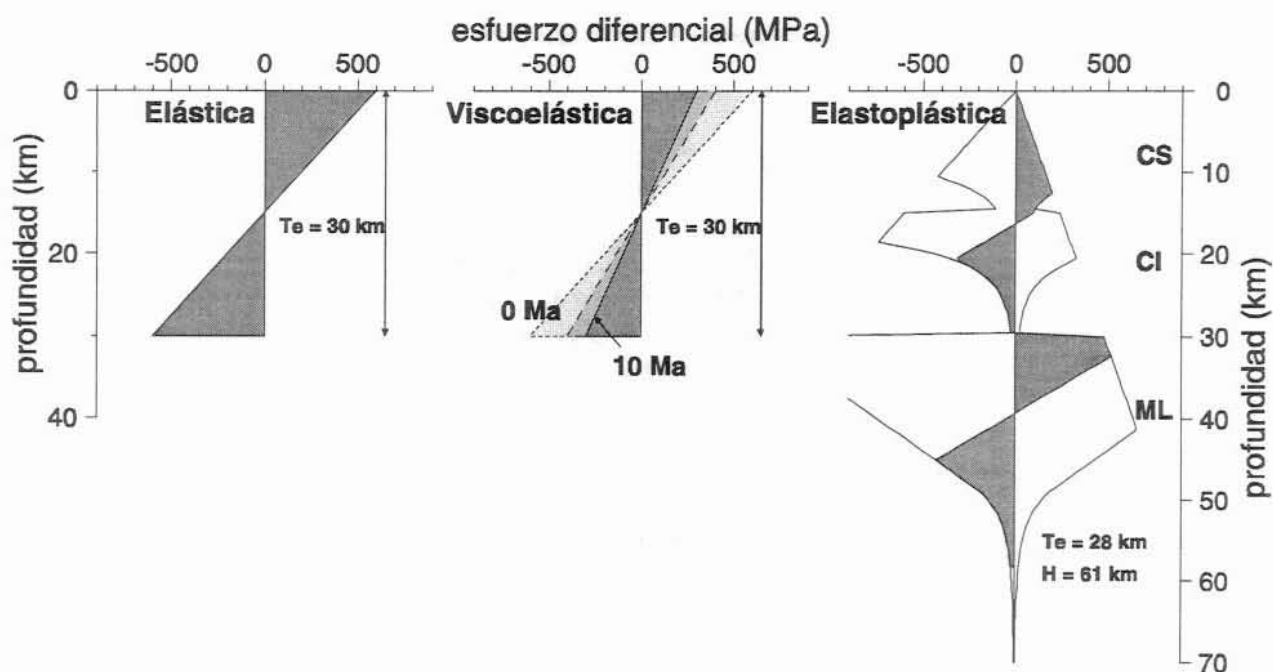


Fig. 2-9.- Distribución de los esfuerzos en función de la profundidad en una placa delgada con las tres reologías utilizadas en este trabajo: elástica, viscoelástica y elastoplástica dependiente con la profundidad. CS: Corteza Superior; CI: Corteza Inferior; ML: Manto Litosférico.

en la que  $V$  es la fuerza vertical transmitida a través de la pared del elemento de placa de anchura  $dx$ ,  $F_x$  es la fuerza horizontal aplicada (extensiva si es positiva),  $w_0$  es la deflexión existente antes de ser aplicada la fuerza  $F_x$  y  $w$  es la deflexión añadida debida a la nueva carga en cada punto. La deflexión total tras cada carga será por tanto  $w+w_0$ . Dado que la variación de la fuerza vertical  $V$  a lo largo de un elemento es debida a la carga total vertical  $q_a$ , se obtiene

$$\frac{dV(x)}{dx} = q_a(x); \quad q_a(x) = q(x) - (\rho_m - \rho_{amb}) \cdot g \cdot w(x) \quad (2-4)$$

donde  $q_a$  es la fuerza externa vertical total que actúa en cada punto de la placa, y se compone de la carga  $q(x)$  y la fuerza restitutiva debida a la flotabilidad;  $\rho_m$  es la densidad del material subyacente;  $\rho_{amb}$  es la densidad del material que rellena el vacío creado por la deflexión (aire, agua o sedimentos) y  $g$  es la aceleración de la gravedad.

Derivando la ecuación (2-3) y sustituyendo (2-2) y (2-4) se llega a la expresión

$$\frac{d^2}{dx^2} \left( D(x) \frac{d^2 w(x)}{dx^2} \right) - F_x \frac{d^2 w(x)}{dx^2} + \Delta \rho g w(x) = q(x) + F_x \frac{d^2 w_0(x)}{dx^2} \quad (2-5)$$

donde  $\Delta \rho \equiv \rho_m - \rho_{amb}$ . El primer término de esta ecuación representa la segunda derivada espacial del momento; el segundo refleja el efecto de la compresión o extensión a la que se encuentra sometida la placa, que a lo largo de este trabajo será considerada constante en  $x$  y en el tiempo; el tercero representa la fuerza restitutiva que ejerce el manto sobre la placa cuando ésta es desplazada de su posición inicial; el término independiente corresponde a la carga o fuerza externa vertical en cada punto más un término debido a la deflexión anterior en presencia de carga horizontal.

Esta ecuación puede ser generalizada a dos variables para el modelo 3D (van Wees & Cloetingh, 1994):

$$\begin{aligned}
 & D \frac{\partial^4 w}{\partial x^4} + D \frac{\partial^4 w}{\partial y^4} + 2D \frac{\partial^4 w}{\partial x^2 \partial y^2} \\
 & + 2 \frac{\partial D}{\partial x} \frac{\partial^3 w}{\partial x^3} + 2 \frac{\partial D}{\partial y} \frac{\partial^3 w}{\partial y^3} + \frac{\partial^2 D}{\partial x^2} \frac{\partial^2 w}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 D}{\partial y^2} \frac{\partial^2 w}{\partial y^2} \\
 & + \nu \frac{\partial^2 D}{\partial y^2} \frac{\partial^2 w}{\partial x^2} + \nu \frac{\partial^2 D}{\partial x^2} \frac{\partial^2 w}{\partial y^2} + 2 \frac{\partial D}{\partial x} \frac{\partial^3 w}{\partial x \partial y^2} + 2 \frac{\partial D}{\partial y} \frac{\partial^3 w}{\partial y \partial x^2} \\
 & + 2(1-\nu) \frac{\partial^2 D}{\partial x \partial y} \frac{\partial^2 w}{\partial x \partial y} \\
 & - F_x \frac{\partial^2 w}{\partial x^2} - F_y \frac{\partial^2 w}{\partial y^2} - F_{xy} \frac{\partial^2 w}{\partial x \partial y} \\
 & + \Delta \rho g w = q(x, y)
 \end{aligned} \tag{2-6}$$

donde  $w \equiv w(x, y)$ ,  $D \equiv D(x, y)$  y  $F_x$ ,  $F_y$ ,  $F_{xy}$  son las componentes del tensor simétrico de esfuerzos en el plano  $x$ - $y$ . Esta ecuación permite considerar por tanto las variaciones laterales de espesor elástico. En estas ecuaciones y en el resto del trabajo se sobreentiende que el símbolo  $\Delta \rho$  se refiere al contraste de densidades entre el manto  $\rho_m$  y la densidad del material de relleno  $\rho_{amb}$ .

Además deben considerarse cinco propiedades importantes de las ecuaciones (2-5) y (2-6):

1. Si se asigna a  $\rho_{amb}$  un valor promediado de la densidad de los sedimentos (como es corriente en trabajos sobre flexión litosférica), se está asumiendo que todo el espacio creado por la flexión se rellena por dichos sedimentos y resulta imposible aplicar un modelo bien controlado de relleno de cuenca por sedimentación. De esta manera se halla la deflexión resolviendo una sola vez la ecuación diferencial, pero con la desventaja de que dicho relleno deberá tener densidad constante o variaciones sólo laterales, tendrá que rellenar la cuenca hasta el nivel inicial de la placa y además deberá producirse instantáneamente. Por este motivo, en los modelos numéricos se ha incorporado la posibilidad  $\rho_{amb}=0 \text{ kg m}^{-3}$ ,  $\Delta \rho = \rho_m$ , modelizando por separado y con geometrías de relleno más realistas la aparición de los

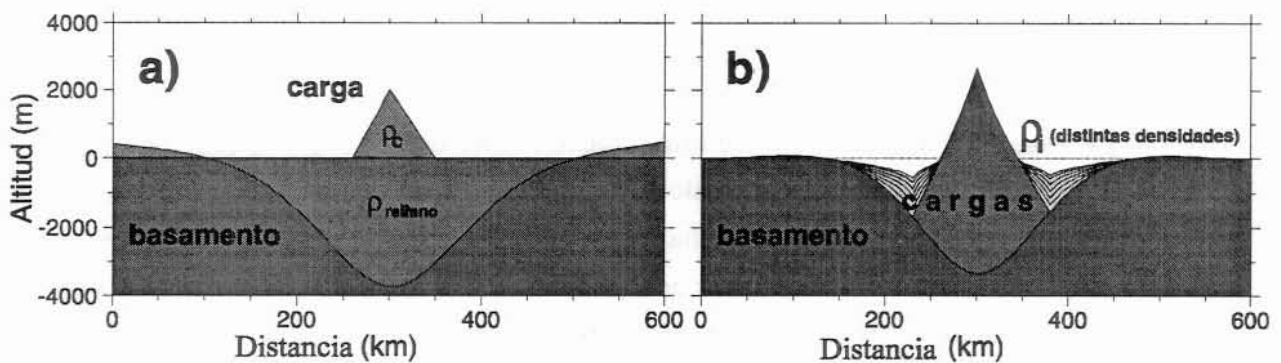


Fig. 2-10.- Las ecuaciones (2-5) o (2-6) permiten dos formas de calcular el efecto flexural del relleno sedimentario: a) asumiendo  $\rho_{amb}$ =densidad sedimentos o b)  $\rho_{amb}=0$ , considerando la sedimentación como una carga por separado.

sedimentos como cargas adicionales (Fig. 2-10).

2. La flexión no depende de la densidad de la corteza, sino únicamente de las densidades del manto, los mantos de corrimiento (que actúan como carga) y los sedimentos.
3. El caso límite  $T_e=0$  corresponde al modelo de isostasia local, en el que cada columna del modelo está isostáticamente compensada y no hay transmisión lateral de esfuerzos.
4. Las ecuaciones (2-5) y (2-6) son lineales en ausencia de carga horizontal. Es decir, una combinación lineal de cargas del tipo general

$$q(x) = A \cdot q_1(x) + B \cdot q_2(x)$$

produce, para cualquier valor de los coeficientes A y B una deflexión de la forma

$$w(x) = A \cdot w_1(x) + B \cdot w_2(x)$$

donde  $w$ ,  $w_1$  y  $w_2$  son respectivamente las deflexiones producidas por las cargas  $q$ ,  $q_1$  y  $q_2$ . Por esta razón, el cálculo de la deflexión debida a múltiples cargas se reduce a sumar las deflexiones producidas por cada una de éstas por separado.

5. Para el caso de una placa elástica homogénea, la relación entre la rigidez y el grosor de la placa es, según (2-2),

$$D = \frac{E T_e^3}{12(1-\nu^2)} \quad (2-7)$$

donde  $E$  es el módulo de Young,  $\nu$  es el coeficiente de Poisson y  $T_e$  es el grosor de la placa elástica.  $T_e$  recibe comúnmente el nombre de *espesor elástico* cuando es aplicado a la placa litosférica y sólo puede ser medido indirectamente a partir de la modelización de la flexión. Al no ser la litosfera una placa homogénea ni de grosor bien definido, resulta más apropiado el apelativo de **espesor elástico equivalente**, aunque ambos términos son utilizados indistintamente en la bibliografía y a lo largo de este trabajo. El espesor elástico equivalente se define por tanto como el *grosor de placa elástica homogénea que mejor permite reproducir la deflexión observada en la litosfera*. Los valores observados más habituales de  $T_e$  suelen estar comprendidos entre 10 y 100 km, que se corresponden con valores de la rigidez  $D$  del orden de  $10^{21}$ - $10^{24}$  N·m. El módulo de Young (determinado a partir del estudio de la propagación de las ondas sísmicas) presenta variaciones despreciables y, por este motivo, se ha adoptado un valor constante de  $E=7 \cdot 10^{10}$  N (p. e. Caldwell *et al.*, 1976; Bodine *et al.*, 1981). Igual ocurre con el coeficiente de Poisson, para el que se ha tomado un valor de  $\nu=0.25$ . Estas consideraciones permiten usar la ecuación (2-7) como una relación biunívoca entre la rigidez  $D$  y el espesor elástico  $T_e$ .

Valores altos de  $D$  o  $T_e$  producen deflexiones de baja amplitud y gran longitud de onda (cuencas extensas de poca profundidad), mientras que valores pequeños ajustan deflexiones de gran amplitud y pequeña longitud de onda (cuencas profundas y estrechas).

### 2.3.3 Placa viscoelástica (2D y 3D)

El modelo viscoelástico de litosfera asume que tras la flexión elástica se produce una relajación viscosa de los esfuerzos internos de la placa. Esta relajación produce una deformación progresiva de la placa que permite ajustar determinadas geometrías sedimentarias observadas en los bordes de la cuenca (p. e., Walcott, 1970 y Beaumont, 1981, en litosfera continental y De Bremaecker, 1977, en litosfera oceánica). El tiempo característico de estos procesos suele ser del orden de  $10^6$  años, lo cual descarta una posible relación con mecanismos de ajuste litostático en la astenosfera o de relajación térmica —los tiempos característicos de relajación térmica resultan del orden de 50 Ma (McKenzie, 1978)—.

La respuesta viscosa no es instantánea y no responde a un incremento de carga como ocurre con la componente elástica de la deflexión, sino que depende de la configuración de la carga total y de la deflexión acumulada en un determinado instante. El cálculo de la flexión viscoelástica debe comenzar, por tanto, con el cálculo de la flexión elástica, cuyo resultado influirá en la posterior contribución viscosa.

De manera paralela a como se resolvió el caso elástico, el problema de la relajación de una placa delgada viscoelástica 2D (en sección transversal) puede reducirse a una ecuación diferencial, en este caso de 5º orden y con dos variables (distancia  $x$  y tiempo  $t$ ). Un desarrollo riguroso de dicha ecuación se encuentra en Nadai (1963). Para llegar a ella se descompone la deformación relativa  $\varepsilon$  (deformación en la dirección horizontal) y la deflexión vertical  $w(x)$  —en el caso del modelo 3D sería  $w(x,y)$ — en sus partes elástica (recuperable) y viscosa:

$$\varepsilon = \varepsilon' + \varepsilon'' \quad w = w' + w''$$

donde las componentes elásticas se designan con prima mientras las viscosas se designan con doble prima. Se considera la relación esfuerzo-deformación viscosa

$$\frac{d\varepsilon''}{dt} = \frac{E \cdot \sigma}{\tau} = \frac{\varepsilon'}{\tau}; \quad \tau = \frac{3 \cdot \mu}{E} \quad (2-8)$$

donde  $\varepsilon'$  es la deformación elástica relativa,  $d\varepsilon''/dt$  la velocidad de deformación permanente (no elástica),  $E$  el módulo de Young,  $\sigma$  el esfuerzo externo aplicado,  $\mu$  la viscosidad del material y  $\tau$  el tiempo de relajación de la deformación. Las deformaciones y los esfuerzos son en este caso magnitudes escalares debido a que sólo se consideran los esfuerzos horizontales (*plane stress*). Esta relación conduce a expresar el momento de dos posibles maneras:

$$M = -D \frac{\partial^2 w'}{\partial x^2} \quad ; \quad M = -D \tau \frac{\partial^2 \left( \frac{\partial w''}{\partial t} \right)}{\partial x^2}$$

la primera respecto a la deflexión elástica  $w'$  y la segunda respecto a la componente permanente de la deflexión  $w''$ . Operando se obtiene:

$$D \frac{\partial^2 \left( \frac{\partial w}{\partial t} \right)}{\partial x^2} = - \frac{dM}{dt} - \frac{M}{\tau}$$

Aquí,  $w$  vuelve a ser la deflexión total suma de la elástica mas la viscosa. Derivando dos veces respecto a  $x$  se llega a la ecuación

$$\frac{\partial^2}{\partial x^2} \left( D(x) \frac{\partial^2 \left( \frac{\partial w}{\partial t} \right)}{\partial x^2} \right) - F_x \frac{\partial^2 \left( \frac{\partial w}{\partial t} \right)}{\partial x^2} - \left( \frac{\partial F_x}{\partial t} + \frac{F_x}{\tau} \right) \frac{\partial^2 w}{\partial x^2} = \frac{\partial q(x,t)}{\partial t} + \frac{q(x,t)}{\tau}$$

en la que  $dt$  es un diferencial de tiempo,  $\tau$  el tiempo de relajación y el resto de la notación permanece como en la ecuación de la deflexión elástica (2-5). Se ha tomado  $\tau$  invariable en  $x$  por simplicidad. Es importante observar que esta ecuación diferencial se resuelve en un primer paso para hallar la velocidad de deflexión  $dw/dt$ , por lo que los términos de  $w(x)$  no derivados respecto a  $t$  pasan a la derecha, obteniéndose una ecuación similar a la del caso elástico (2-5):

$$\frac{\partial^2}{\partial x^2} \left( D(x) \frac{\partial^2 \left( \frac{\partial w}{\partial t} \right)}{\partial x^2} \right) - F_x \frac{\partial^2 \left( \frac{\partial w}{\partial t} \right)}{\partial x^2} + \rho_m g \frac{\partial w}{\partial t} = \frac{q(x,t) - \rho_m g w(x,t)}{\tau} \quad (2-9)$$

Se ha asumido que no existen variaciones temporales de la fuerza lateral  $F_x$ .

Esta ecuación es semejante a la de la placa elástica pero ahora la incógnita es la velocidad de deflexión  $dw(x,t)/dt$  y la rigidez tiene un valor sensiblemente más alto, puesto que el coeficiente de Poisson adecuado a la relajación viscosa es el de un fluido, es decir,  $\nu=0.5$  en la ec. (2-7) (De Bremaecker, 1977). La ecuación equivalente a la (2-9) para el modelo 3D sería similar a la de la flexión elástica (2-6) pero siendo la incógnita la derivada temporal de la deflexión  $dw(x,y,t)/dt$  en lugar de  $w(x,y)$  y sustituyendo la carga  $q$  por la carga total dividida por el tiempo de relajación  $q/\tau$  en el término independiente.

Un caso de solución trivial es el de una región en situación de compensación isostasia local, donde la fuerza vertical externa a la placa en cada punto (el término independiente) sería nula, luego la velocidad de deflexión por relajación  $dw(x,t)/dt$  sería también nula.

De la ecuación (2-9) y de su equivalente en dos variables para el modelo 3D se deduce inmediatamente que con un tiempo de relajación muy alto ( $\tau \rightarrow \infty$ ) el modelo no produce deflexión por relajación, siendo entonces la única contribución la de la ecuación elástica (2-5). Es decir, si la viscosidad es suficientemente alta —ecuación (2-8)—, el modelo viscoelástico se reduce al elástico. Al igual que ocurre con el espesor elástico equivalente  $T_e$ ,  $\tau$  también es un tiempo de relajación equivalente difícilmente relacionable con observables.

Como se verá en la parametrización del modelo, la relajación de los esfuerzos en la litosfera se traduce en una tendencia de la placa a alcanzar, a grandes rasgos, la compensación local. Esto



significa que si se aplica un modelo elástico simple a una región en que la componente viscosa de la deformación sea considerable ( $\mu$  y  $\tau$  pequeños), el espesor elástico aparente que mejor lo ajustará será menor cuanto mayor sea la edad de la carga. Walcott (1970) y Watts *et al.* (1982) obtienen un buen ajuste de sus recopilaciones de espesores elásticos en función de la edad de la carga utilizando unos tiempos de relajación del orden de  $10^4$  a  $10^6$  años, donde los valores más altos pueden atribuirse a la relajación de los esfuerzos en la litosfera, mientras los más bajos están relacionados con la redistribución viscosa y la relajación de los esfuerzos de la astenosfera.

### 2.3.4 Placa elastoplástica no homogénea (2D)

Es bien conocida la inconsistencia de las distribuciones de esfuerzos predichas a partir de los modelos de placa homogénea (como el elástico y el viscoelástico en este trabajo) con las medidas de resistencia de los materiales litosféricos realizadas en laboratorio (Goetze & Evans, 1979), que indican que la resistencia mínima se produce en la base y el techo de la litosfera — justo donde dichos modelos de placa predicen los máximos esfuerzos—. A pesar de que estas medidas se efectúan en laboratorio en condiciones de presión y temperatura muy diferentes de las que se suponen para la litosfera profunda, su extrapolación a la escala geológica es comúnmente aceptada, lo cual obliga a replantear el modelo elástico simple. Bodine *et al.* (1981) aplicaron una limitación plástica a la distribución de esfuerzos basándose en el trabajo de Goetze & Evans (1979) y calcularon por primera vez la flexión teniendo en cuenta la estratificación reológica de la litosfera. El problema es más complejo cuando se trata de litosfera continental, pues ésta es más heterogénea y en ella los materiales de la corteza, más gruesa que en el caso oceánico, pueden dar lugar a la aparición de zonas intercaladas dúctiles que separen mecánicamente la litosfera en capas independientes.

El modelo de placa elastoplástica utilizado en este trabajo asume la existencia de un límite para los esfuerzos elásticos que se producen a cada profundidad (Fig. 2-9). Dicho esfuerzo límite modifica la distribución de los esfuerzos en la placa flexionada rompiendo la linealidad entre momento y curvatura (ec. (2-2)) y varía fuertemente con la profundidad debido a que depende de la composición de las rocas, la presión y la temperatura. La curva que define los esfuerzos elásticos máximos que se pueden producir a cada profundidad se denomina envolvente de esfuerzos (*yield stress envelope*) (Brace & Kohlstedt, 1980) y su determinación se basa en medidas de laboratorio. La profundidad a la cual la resistencia disminuye por debajo de los 10 MPa (debido a las altas temperaturas), determina el espesor mecánico de la litosfera.

La mayoría de los estudios de flexión que en los últimos años han tenido en cuenta la limitación plástica de los esfuerzos y su variación con la profundidad han abordado el problema resolviendo la ecuación de flexión con un  $T_e$  capaz de ajustar la geometría observada y analizando *a posteriori* las implicaciones que tal espesor tenía en la reología de la litosfera estudiada. Al modelo numérico 2D que se desarrolla en este trabajo se le ha incluido, siguiendo

el trabajo de Burov & Diament (1992, 1995), el cálculo de la deflexión teniendo en cuenta explícitamente la variación vertical de la resistencia de los materiales de la litosfera. Las geometrías del basamento flexionado y de los sedimentos depositados son, por tanto, directamente consistentes con la estratificación de la reología litosférica de la zona modelizada.

Se ha tenido en cuenta, a diferencia de Burov & Diament (1992, 1995), el efecto producido por la evolución de la deformación (Fig. 2-11; discutido extensamente por Mueller *et al.*, 1996a, 1996b). Este efecto es debido a la irreversibilidad de la deformación plástica (Fig. 2-7) e implica que la distribución de los esfuerzos en la litosfera no es independiente de la cronología de las cargas. Esta técnica, aplicada en el presente trabajo por primera vez a la litosfera continental, es particularmente importante pues permitirá estudiar de forma autoconsistente la evolución de los esfuerzos flexurales durante la flexión en una cuenca de antepaís.

A continuación se describirán por separado los modelos reológicos elastoplásticos dependientes de la profundidad que han sido adoptados para la litosfera oceánica y la continental.

### **Estructura mecánica de la litosfera oceánica**

La litosfera oceánica se caracteriza por unos espesores corticales relativamente bajos y por una estructura térmica más uniforme y mejor conocida que en el caso continental. En este trabajo se han utilizado los parámetros de Bodine *et al.* (1981) para establecer la ley de flujo

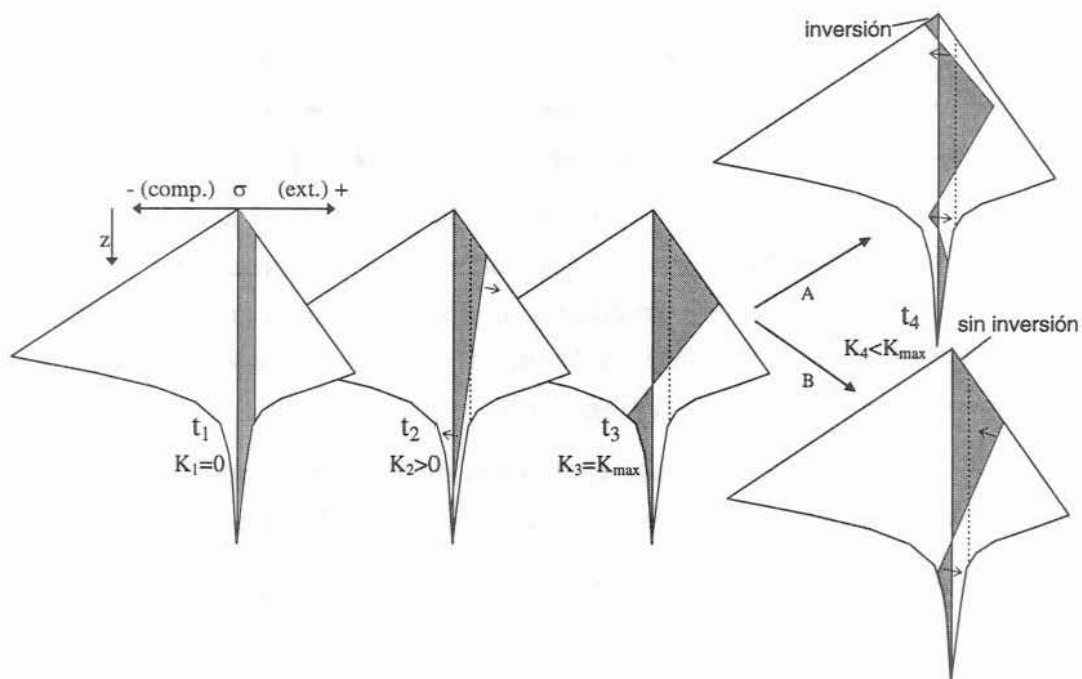


Fig. 2-11.- Esquema que muestra el efecto de la evolución de la deformación ( $t_1$ ,  $t_2$ ,  $t_3$ ) en una posición  $x$  de la placa sobre su distribución final en la placa ( $t_4$ - A) respecto al caso en que no se tiene en cuenta dicho efecto ( $t_4$ - B). En el instante inicial  $t_1$  la placa se encuentra sin flexionar en la posición  $x$  (la curvatura  $K$  es nula) bajo una fuerza regional extensiva. En el instante  $t_2$  la curvatura de la placa aumenta hasta alcanzar el valor máximo en  $t_3$ . El descenso en la curvatura producido en  $t_4$  tiene efectos muy distintos si la distribución de los esfuerzos se calcula sólo en función de la curvatura actual (B) o si se tiene en cuenta la anterior distribución de los esfuerzos (A).

dúctil del olivino (principal constituyente en la litosfera oceánica). El escaso espesor cortical permite, en general, ignorar el efecto de la corteza en el perfil de resistencia. El régimen térmico está delimitado gracias al buen ajuste que proporciona el modelo de placa térmica (*cooling plate*). El régimen térmico de la litosfera oceánica fue descrito mediante dicho modelo por Parsons & Sclater (1977) y por Stein & Stein (1992). Los resultados de Stein & Stein (1992), obtenidos a partir de una base de datos más amplia de flujo de calor y batimetría, predicen una litosfera sensiblemente más caliente y delgada que la predicha por Parsons & Sclater (1977).

Tanto la leyes de Dorn y de flujo potencial para la deformación dúctil del olivino como la ley de Byerlee para el flujo cataclástico o rotura frágil siguen las mismas relaciones que se muestran a continuación para la litosfera continental. Los parámetros aplicables son idénticos para ambos tipos de litosfera en el caso de la rotura frágil. Los adoptados para hallar el esfuerzo límite de rotura dúctil han sido los de Bodine *et al.* (1981), mostrados en la Tabla 2-1. Se utiliza tan sólo la reología del olivino pues la corteza oceánica no alcanza grosores suficientemente importantes como para producir flujo dúctil.

Tabla 2-1.- Parámetros reológicos de la ley de flujo potencial utilizada en el modelo elastoplástico (Goetze & Evans, 1979; Bodine *et al.*, 1981; Lynch & Morgan, 1987).

|                | Capa          | $\dot{\epsilon}_0$ (MPa <sup>-n</sup> s <sup>-1</sup> ) | n | Q* (KJ/mol) |
|----------------|---------------|---|---|-------------|
| L. Continental | corteza sup.  | 2.5 10 <sup>-8</sup>                                    | 3 | 140         |
|                | corteza inf.  | 3.2 10 <sup>-3</sup>                                    | 3 | 250         |
|                | manto litosf. | 10 <sup>3</sup>   | 3 | 523         |
| L. Oceánica    | manto litosf. | 7·10 <sup>4</sup>                                       | 3 | 520         |

### **Estructura mecánica de la litosfera continental**

En el cálculo de la distribución de los esfuerzos en la placa continental, se ha incluido la posible separación de la litosfera en dos capas mecánicamente independientes (corteza y manto litosférico) para tener en cuenta la intercalación de una zona dúctil en la parte inferior de la corteza (p. e., McNutt *et al.*, 1988; Burov & Diament, 1992). Este proceso recibe el nombre de desacoplamiento mecánico o *decoupling* (Fig. 2-12).

Las dependencias del esfuerzo límite en función de la composición, la profundidad y la temperatura son las siguientes (Goetze & Evans, 1979; Lynch & Morgan, 1987):

**Ruptura frágil** (flujo cataclástico): el esfuerzo límite de ruptura  $\sigma_L$  viene definido por la Ley de Byerlee:

$$\sigma_{L(fragil)} = (\sigma_H - \sigma_V)_L = \beta \cdot z$$

donde  $\sigma_H - \sigma_V$  es la diferencia entre el esfuerzo horizontal y el vertical,  $z$  es la profundidad en metros y  $\beta$  es el gradiente del esfuerzo límite, con valores:

Extensión:  $\beta = 16 \text{ MPa/km}$



Compresión:  $\beta = 40 \text{ MPa/km}$

**Flujo dúctil:** En el caso de la limitación de esfuerzos por ductilidad, el esfuerzo límite es independiente de que se produzca bajo compresión o bajo extensión, pero sí depende fuertemente de la temperatura  $T$  y de la velocidad de deformación  $\dot{\epsilon}$ :

$$\sigma_{L \text{ (dúctil)}} = \left( \frac{\dot{\epsilon}}{\dot{\epsilon}_0} \right)^{\frac{1}{n}} e^{\frac{Q^* + PV^*}{3RT}} \quad \sigma_L \leq 200 \text{ MPa}$$

Esta es la *ley de flujo potencial* (p. e., Carmichael, 1982; Lynch & Morgan, 1987) donde  $\dot{\epsilon}_0$  (velocidad de deformación de referencia),  $Q^*$  (energía de activación), y  $n$  son constantes del material (Tabla 2-1).  $R$  es la constante universal de los gases y donde

$$PV^* = 0.293 \cdot z \left[ \frac{J}{\text{mol} \cdot \text{m}} \right]$$

Esta ecuación empírica relaciona la presión  $P$ , el volumen de activación  $V^*$  y la profundidad  $z$  (en metros). En cuanto a la velocidad de deformación, se ha tomado un valor de  $10^{-15} \text{ s}^{-1}$ , común en la bibliografía.

La ley de flujo potencial, sin embargo, deja de cumplirse en el olivino para esfuerzos mayores de unos 200 MPa (Goetze & Evans, 1979), siendo entonces adecuada la *Ley de Dorn*:

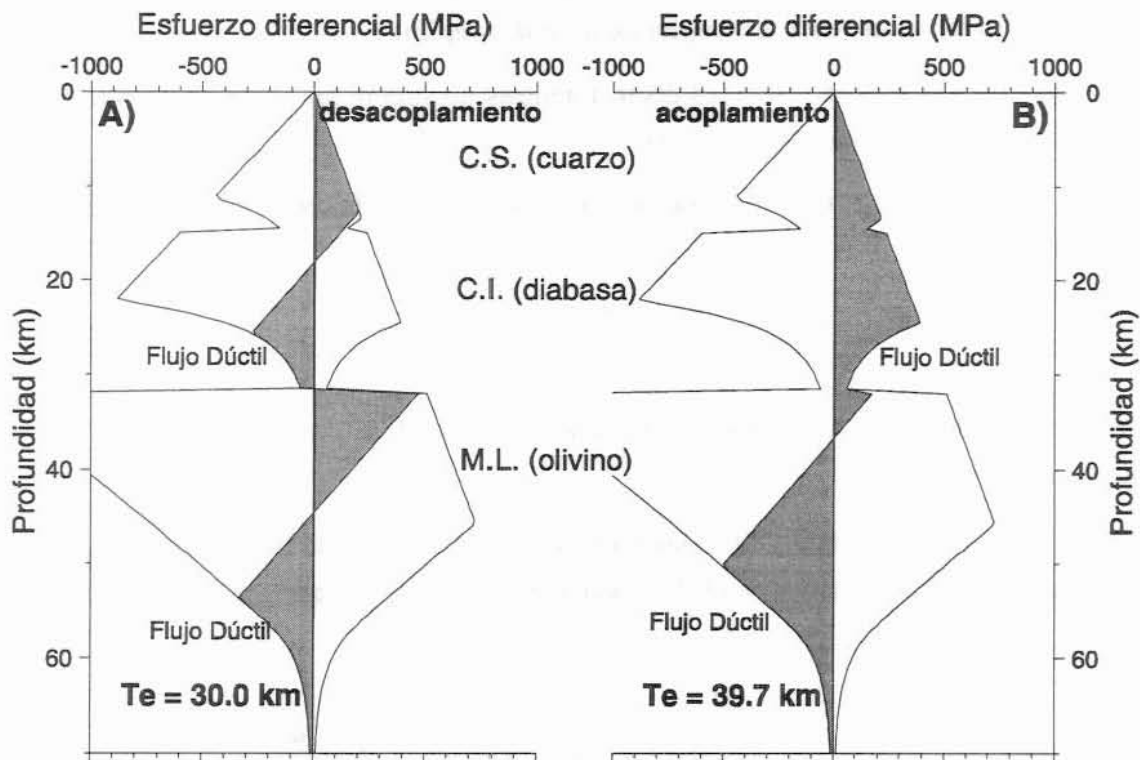


Fig. 2-12.- Efecto sobre la distribución de esfuerzos y sobre el espesor elástico  $T_e$  del desacoplamiento mecánico entre la corteza y el manto litosférico (A) respecto a un caso en el que se asume acoplamiento (B). La envolvente de esfuerzos de la litosfera continental se ha calculado según Lynch & Morgan (1987). C.S.: Corteza Superior; C.I.: Corteza Inferior; M.L.: Manto Litosférico.

$$\sigma_{L(ductil)} = \sigma_0 \left( 1 - \left( \frac{R T \ln(\dot{\epsilon}/\dot{\epsilon}_0)}{Q^*} \right)^{\frac{1}{p}} \right) \quad \sigma_L \geq 200 \text{ MPa}$$

en la cual,  $\sigma_0 = 8.5 \cdot 10^9$  Pa,  $Q^* = 535$  KJ/mol y  $\dot{\epsilon}_0 = 5.7 \cdot 10^{11} \text{ s}^{-1}$  (sólo se aplica en el manto litosférico).

### Procedimiento para el cálculo de la deflexión.

En un modelo de placa elástica, el cálculo de la flexión producida por una determinada carga se reduce a resolver una sola vez la ecuación (2-5). Para poder incluir la limitación de los esfuerzos dependiente de la profundidad, es necesario aplicar dos procesos iterativos combinados: uno distribuye los esfuerzos en la vertical de cada punto de la placa en función de la curvatura de la placa flexionada; el otro utiliza la distribución resultante para hallar un nuevo espesor elástico y, a partir de éste, una nueva deflexión y curvatura (Fig. 2-13):

### Cálculo de la distribución de los esfuerzos

El esfuerzo límite efectivo en cada punto de la placa 2D será el menor de entre el límite dúctil  $\sigma_{L(ductil)}$  y el límite frágil  $\sigma_{L(frágil)}$ . Además, la distribución de los esfuerzos bajo cada punto de la superficie de la placa debe satisfacer las siguientes reglas (McNutt *et al.*, 1988):

- 1) Un debilitamiento, a una cierta profundidad, que reduzca el esfuerzo límite por debajo de 10 MPa determinará la separación de la placa en capas desacopladas cuyas distribuciones de esfuerzos son independientes (desacoplamiento o *decoupling*).
- 2) Debe ser lineal en la zona elástica (es decir, mientras no supere los esfuerzos límite) de cada capa desacoplada según la ecuación (2-1).
- 3) La fuerza tectónica horizontal  $F_x$  debe ser la suma de los esfuerzos soportados en todo el espesor de la placa.

$$F_x = \int_0^{H(x)} \sigma_x(x, z) dz$$

donde  $H$  es el espesor mecánico de la placa,  $\sigma_x$  es el esfuerzo horizontal y  $z$  es la profundidad.

- 4) El momento total  $M$  producido por dichos esfuerzos es la suma de los momentos generados en cada capa y debe coincidir con el de la ecuación (2-2), obteniendo así un nuevo valor de rigidez  $D$ .

$$M(x) = \sum_{i=1}^N \int_{z_i^0}^{z_i^f} \sigma_x(x, z) (z - z_i^n) dz = -D(x) \cdot \frac{d^2 w(x)}{dx^2} \quad (2-10)$$

$z_i^0$  y  $z_i^f$  son los límites inferior y superior de cada  $i$ -ésima capa desacoplada y  $z_i^n$  es la profundidad del punto de esfuerzo nulo de cada una de las  $N$  capas.

### Cálculo de la deflexión

El algoritmo utilizado para calcular la deflexión mediante la limitación plástica de los esfuerzos consta de los siguientes pasos (Fig. 2-13):

1. Resolución de la ecuación diferencial de flexión elástica (2-5) a partir de un perfil preliminar de espesor elástico equivalente  $T_e(x)$  (arbitrariamente escogido).
2. Cálculo de la curvatura asociada en cada punto a la deflexión obtenida mediante la ec. (2-2).
3. Cálculo de la distribución de los esfuerzos bajo cada posición  $x$  de la placa utilizando la curvatura calculada y la envolvente de esfuerzos y siguiendo los pasos descritos anteriormente.
4. Cálculo, a partir de dicha distribución de esfuerzos, del momento corregido  $M'(x)$  que producen (integrando la ecuación (2-10)).
5. Obtención de un nuevo perfil de espesor elástico  $T_e'$  a partir del momento corregido mediante las ecs. (2-7) y (2-2).

Iterando los pasos 2 a 5 se obtienen sucesivos perfiles de  $T_e$  sobre los que se impone, como

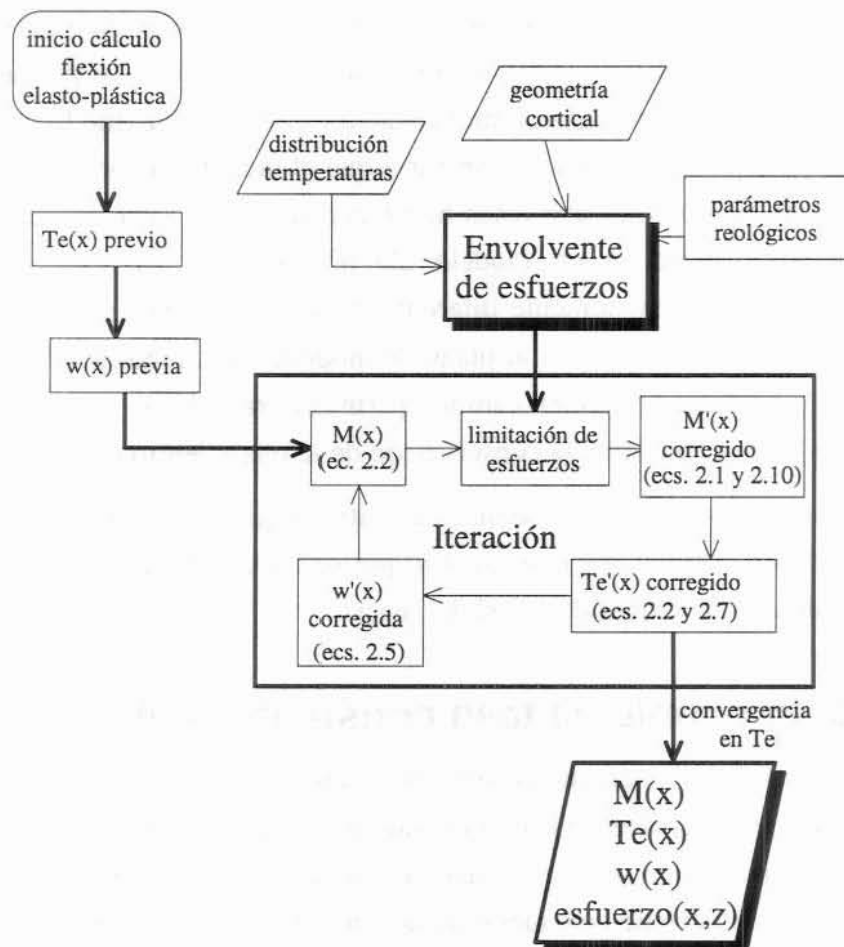


Fig. 2-13.- Proceso iterativo para el cálculo de la flexión en el modelo de placa elastoplástica. A partir de la envolvente de esfuerzos de la placa y del incremento de carga en cada intervalo de tiempo, la iteración encuentra una deflexión, distribución de esfuerzos y espesor elástico equivalente compatibles con dicha envolvente.

criterio de convergencia para detener el proceso, que el área entre dos perfiles sucesivos de  $T_e$  no exceda  $1 \text{ km}^2$  ni la diferencia de  $T_e$  en cada punto supere los 100m. Los espesores elásticos equivalentes y la deflexión final resultan compatibles con los modelos de reología de la litosfera. Este proceso requiere varias iteraciones para alcanzar la convergencia, lo que multiplica el tiempo de cálculo respecto al modelo de placa elástica. Al final del proceso se alcanza una deflexión y distribución de esfuerzos compatibles con la envolvente de esfuerzos, y se obtiene como resultado la distribución de espesor elástico equivalente, que es calculada por el algoritmo y no arbitrariamente impuesta como en los modelos elástico y viscoelástico.

## **2.4 Modelos conceptuales de erosión y sedimentación**

El tercer tipo de procesos que determinan la formación de las cuencas de antepaís corresponde a los procesos superficiales que erosionan materiales del orógeno transportándolos hasta su deposición en la cuenca. La simplificación de dichos procesos para su modelización requerirá una serie de hipótesis que diferirán fuertemente entre el modelo 2D y el 3D. Es bien conocido que el transporte de sedimentos en una cuenca de antepaís se produce no sólo en la dirección transversal (dentro del plano de modelización asumido en el modelo 2D) sino también en la dirección axial. Por tanto, no puede esperarse que el modelo 2D permita analizar el origen de los sedimentos ni el recorrido que estos han efectuado hasta la deposición. Por el mismo motivo, el balance de masa en un modelo 2D no tiene que ser conservativo (la masa sedimentada puede ser substancialmente diferente de la erosionada), puesto que en la cuenca modelizada el transporte perpendicular al plano de modelización modifica de forma importante dicho balance. La modelización 3D, en cambio, permitirá tratar estos procesos superficiales de forma más realista y tener en cuenta la conservación de la masa dentro del modelo.

El efecto que producen los tres modelos alternativos que se describen a continuación está muy condicionado por el nivel del mar, de ahí que se hayan considerado cambios eustáticos (variaciones globales no tectónicas del nivel del mar).

### **2.4.1 Modelo simple de tasa constante (2D)**

Son frecuentes los trabajos en que la sedimentación se aproxima colmatando la cuenca con sedimentos hasta el nivel del mar en cada intervalo de tiempo del modelo. En este estudio, sin embargo, esta aproximación no resulta satisfactoria ya que afecta a la geometría de las distintas capas sedimentarias y no permite considerar la paleobatimetría. Una forma también simple pero más realista de incorporar denudación (erosión) y sedimentación al modelo es imponiendo unas tasas constantes a dichos procesos. El uso de modelos tan sencillos tiene el inconveniente de la pérdida de detalle sobre el proceso en sí, pero ofrece la ventaja de facilitar el control sobre el resultado del proceso.

La tasa de erosión continental  $EC$  en una determinada posición  $x$  se ha considerado proporcional a la altura topográfica, mientras que la tasa de sedimentación marina  $SM$  se toma constante bajo el nivel del mar:

$$EC = -K_{EC} \cdot h(x,t) \quad \text{para } h(x,t) > 0$$

$$SM = K_{SM} \cdot h(x,t)/h_l \quad \text{para } -h_l < h(x,t) < 0$$

$$SM = K_{SM} \quad \text{para } h(x,t) \leq -h_l$$

donde  $K_{EC}$  es la constante de erosión,  $K_{SM}$  la de sedimentación,  $dt$  es el incremento de tiempo y  $h_l = K_{SM} \cdot dt$  es un valor de batimetría por encima del cual la sedimentación cambia gradualmente de  $K_{SM}$  a cero ( $h_l > 0$ ). El objetivo de esta gradación es evitar que los sedimentos depositados en un intervalo de tiempo del modelo excedan el espacio de agua disponible.

### 2.4.2 Modelo difusivo (2D y 3D)

Un segundo modelo muy ampliamente utilizado en la modelización de cuencas de antepaís (p. e., Flemings & Jordan, 1989; Hardy & Waltham, 1992) es el modelo difusivo de transporte. Este modelo asume que en cada punto sobre la superficie hay un flujo de material ( $F_m$ , masa por unidad de tiempo) proporcional a la pendiente del terreno:

$$F_m(x,t) = -\alpha \frac{\partial h(x,t)}{\partial x}$$

$$\frac{\partial h(x,t)}{\partial t} = - \frac{\partial F_m(x,t)}{\partial x}$$

donde  $t$  es el tiempo,  $h$  la altitud/profundidad en cada punto,  $x$  la coordenada horizontal y  $\alpha$  es el coeficiente de transporte difusivo. De esta forma se llega a la siguiente expresión para la tasa de erosión y sedimentación difusiva ( $ESD$ ).

$$ESD = \frac{\partial h(x,t)}{\partial t} = \alpha \frac{\partial^2 h(x,t)}{\partial x^2}$$

cuya generalización al caso del transporte en las dos direcciones del plano horizontal ( $x, y$ ) para el modelo 3D resulta inmediata:

$$ESD = \frac{\partial h(x, y, t)}{\partial t} = \alpha \cdot \nabla_{(x,y)}^2 h(x, y, t) \quad (2-11)$$

El rango de variación del coeficiente de transporte difusivo  $\alpha$  es muy amplio: Flemings & Jordan (1989), por ejemplo, recopilan valores de entre  $10^{-2}$  y  $10^6$  m<sup>2</sup>/a para diferentes entornos sedimentarios.

La aplicación de este modelo produce una topografía suavizada, conservando la masa de forma que el material sedimentado en las zonas cóncavas es igual al erosionado en las convexas, tanto en el modelo 2D como en el 3D.

La ecuación (2-11) permite hallar el decremento en altura o incremento en espesor de los sedimentos, pero no registrar el origen y recorrido de los sedimentos depositados, pues el flujo del material no es calculado explícitamente.

### 2.4.3 Modelo advectivo de red de drenaje (3D)

Una de las principales ventajas que ofrece la modelización 3D frente a la 2D es poder considerar el transporte de material en direcciones que están fuera del plano de simetría de la cuenca. La mayoría de cuencas de antepaís actuales presentan redes de drenaje cuyo transporte está orientado principalmente en la dirección axial, paralelas al orógeno (p. e., las cuencas del Guadalquivir, Po, Ganges y Zagros), lo cual indica que, en general, aunque la cronología del emplazamiento de las cargas no presente variaciones en dicha dirección, el proceso de relleno sedimentario tendrá una historia muy variable a lo largo de la cuenca.

Aunque la modelización de procesos superficiales tiene numerosos antecedentes (p. e., Strahler, 1964; Willgoose *et al.*, 1991; Kooi & Beaumont, 1994; Braun & Sambridge, 1997), hasta fechas muy recientes no se ha incorporado el transporte fluvial de sedimentos a la modelización de cuencas de antepaís (Johnson & Beaumont, 1995). En este trabajo se ha adoptado un modelo de transporte fluvial similar al de estos autores, basado a su vez en el trabajo de Begin *et al.* (1981). En el modelo aquí desarrollado se ha tenido en cuenta las posibles pérdidas de agua en la red de drenaje durante el trayecto (por evaporación, infiltración, etc.).

El modelo conceptual de transporte a través de la red fluvial asume que en cada punto de un río existe una capacidad de equilibrio de transporte de sedimentos  $q_f^{eq}$  [kg/s] que es proporcional a la potencia del río en un lugar determinado  $x,y$  (Begin *et al.*, 1981; Armstrong, 1980):

$$q_f^{eq}(x, y, t) = -K_f \cdot D_w(x, y, t) \cdot \frac{\partial h(x, y, t)}{\partial l}$$

donde  $D_w$  es la descarga de agua en  $m^3/s$ ,  $dh/dl$  es la mínima pendiente (en la dirección de transporte del río, por tanto negativa) y  $K_f$  es el coeficiente de transporte medido en  $kg/m^3$ . Generalmente,  $K_f$  es considerado adimensional pues  $q_f^{eq}$  se mide en unidades de volumen de material transportado por segundo. Sin embargo, en nuestro caso se ha considerado  $q_f^{eq}$  en unidades de masa transportada por segundo, por lo que el valor del parámetro  $K_f$  ( $60 kg/m^3$ ) difiere en tres órdenes de magnitud con los que se encuentran habitualmente en la bibliografía (p. e.:  $K_f=0,1$  [Tucker & Slingerland, 1994];  $K_f=0,02$  [Johnson & Beaumont, 1995]). La capacidad de equilibrio  $q_f^{eq}$  controla la tasa de erosión o sedimentación en el lugar mediante la ecuación de equilibrio

$$\frac{dq_f(x, y, t)}{dl} = -\frac{1}{l_f} (q_f(x, y, t) - q_f^{eq}(x, y, t)) \quad (2-12)$$



donde  $dq_f/dl$  es la masa sustraída al suelo por el río ( $<0$  en caso de sedimentación) por unidad de tiempo y de distancia recorrida por el río;  $l_f$  es la escala de longitud para la erosión o sedimentación;  $q_f$  es el flujo de sedimentos que se está produciendo en el lugar [kg/s]. La ecuación (2-12) relaciona la velocidad de deposición/erosión en cada punto del río con el desequilibrio entre la capacidad y el transporte. En caso de que se produzca sedimentación,  $l_f$  representa la distancia a la cual el flujo de material transportado se reduciría en un factor  $e$ . La tasa de variación de la altitud por efecto de la erosión/sedimentación fluvial resulta, finalmente,

$$ESF = \frac{\partial h(x, y, t)}{\partial t} = \frac{dq_f(x, y, t) \cdot dl'/dl}{\rho \cdot ds} = -\frac{1}{l_f} \frac{(q_f(x, y, t) - q_f^{eq}(x, y, t)) \cdot dl'}{\rho \cdot ds}$$

donde  $\rho$  es la densidad del material erosionado o sedimentado;  $ds$  es la superficie de la celda de discretización ( $ds=dx \cdot dy$ ) y  $dl'$  es la longitud del tramo de río en dicha celda. A la capacidad de transporte en equilibrio  $q_f^{eq}$  se le asigna valor cero bajo el nivel del mar, de forma que los materiales transportados hasta la costa son depositados con una tasa que disminuye exponencialmente con la distancia a la costa.

Por otro lado se tiene en cuenta que parte del caudal de agua puede perderse durante su recorrido debido a la infiltración, evaporación, etc. La aproximación adoptada en este trabajo asume la proporcionalidad entre la fracción de agua perdida y la longitud del tramo de río recorrido. A lo largo de un tramo de longitud  $dl$  la pérdida será

$$dD_w(x, y, z) = -K_{WL} \cdot dl \cdot D_w$$

donde  $K_{WL}$  es la tasa de pérdida de agua por unidad de distancia recorrida ( $m^{-1} s^{-1}$ ).

Finalmente, la tasa de incremento total de altitud debido a los procesos de erosión y sedimentación descritos es:

$$\frac{\partial h(x, y, t)}{\partial t} = EC + SM + ESD + ESF$$

donde los términos EC, SM y ESD serán aplicados en este trabajo sólo al modelo 2D y los términos ESD y ESF serán aplicados al modelo 3D.



### 3. MODELO NUMÉRICO 2D

*tao2D* es el nombre asignado al modelo numérico desarrollado en este trabajo que asume simetría bidimensional para la modelización de la flexión litosférica y la formación de cuencas de antepaís. El contenido de este apartado así como el propio programa han sido publicados en la revista *Computers & Geosciences* (García-Castellanos *et al.*, 1998). El código fuente, dotado de versatilidad para su aplicación en diversos contextos tectónicos, es de libre uso y está disponible en la dirección de FTP

<ftp://caribe.IJA.CSIC.Es/pub/tao>

*tao2D* ha sido programado en lenguaje C bajo el sistema operativo *AIX Unix* en una plataforma *RISC6000* de *IBM* y se ha comprobado su correcta compilación en otros tipos de plataformas con sistemas operativos *HP Envizex* y *PC Linux*. El *software* completo (código fuente, ejecutables, ejemplos y documentación) ocupa 1.8 Mbytes. Se incluyen también *scripts* de *Unix* para producir la representación gráfica de los resultados mediante *GMT 3.0* (Wessel & Smith, 1995). El programa requiere una cantidad de memoria RAM muy variable en función de la malla de discretización que se utilice y de otros factores; la mayor parte de los cálculos realizados en este capítulo requieren menos de 16 Mb.

En este capítulo se describen detalladamente las técnicas de cálculo empleadas para resolver las ecuaciones correspondientes a cada proceso físico involucrado (carga, transporte y flexión) y los estudios paramétricos realizados en cada caso. Por último, se describe cómo se suceden los cálculos en el modelo integrado de cuencas de antepaís y se muestran los resultados obtenidos a partir de modelos sintéticos.

#### 3.1 Cálculo de la flexión

##### 3.1.1 Técnicas empleadas

La mayor parte del tiempo de cálculo que requiere el programa es invertido en resolver las ecuaciones diferenciales de flexión elástica (2-5) y viscoelástica (2-9). La técnica numérica empleada para su resolución ha sido la de diferencias finitas, siguiendo un esquema explícito. La toma de diferenciales como incrementos finitos en dichas ecuaciones y la discretización de la incógnita (la deflexión en el caso elástico) en una malla regular de  $N_x$  nodos proporciona una relación lineal entre el valor de la incógnita en cada nodo  $i$  y su valor en los nodos contiguos (p. e., Zoetemeijer, 1993). La matriz  $A$  de los coeficientes de esas relaciones lineales entre las incógnitas  $y$  y el vector de los términos independientes  $b$  cumplirán la siguiente ecuación matricial:

$$A \cdot y = b$$

donde  $y$  será el vector incógnita (la deflexión  $w$  en cada nodo para la ecuación elástica y la tasa de subsidencia  $dw/dt$  para la ecuación viscoelástica). La similitud entre las ecuaciones de flexión elástica (2-5) y viscoelástica (2-9) hace que la matriz de coeficientes  $A$  sea idéntica para ambos casos. Esta matriz es por tanto común a cualquier cálculo numérico de flexión elástica o viscoelástica de placa delgada con una variable (en sección vertical transversal). A continuación se muestra el contenido de la matriz y el vector independiente resultante de la discretización en diferencias finitas (sólo se explicitan los coeficientes no nulos):

Notación:  
 $i$  = Fila de la matriz y número de orden del nodo de discretización (de 0 a  $N_x-1$ ).  
 $D[i]$  = Rigidez de la placa en el nodo  $i$ -ésimo.  
 $F_x$  = Fuerza tectónica horizontal (extensiva si es positiva).  
 $K_{rest}$  = Constante de restitución =  $(\text{densidad\_manto}-\text{densidad\_relleno}) \cdot g$   
 $\text{densidad\_relleno}$  = Densidad del material en la parte superior de la litosfera (aire en general, agua o sedimentos cuando éstos no son modelizados explícitamente).

En cada fila  $i$  de la matriz ( $1 < i < N_x-1$ ):

$$\begin{aligned} A[i][i-2] &= +D[i-1] \\ A[i][i-1] &= -2 \cdot D[i] \quad -2 \cdot D[i-1] \quad -F_x \cdot dx^2 \\ A[i][i] &= +D[i+1] \quad +4 \cdot D[i] \quad +D[i-1] \quad +2 \cdot F_x \cdot dx^2 \quad + K_{rest} \cdot dx^4 \\ A[i][i+1] &= -2 \cdot D[i] \quad -2 \cdot D[i+1] \quad -F_x \cdot dx^2 \\ A[i][i+2] &= +D[i+1] \end{aligned}$$

Término independiente, placa elástica:  
 $b[i] = dx^4 \cdot (q[i] + F_x \cdot (w[i+1] - 2 \cdot w[i] + w[i-1])) / dx^2$

Término independiente, placa viscoelástica:  
 $b[i] = dx^4 \cdot (q[i] - w[i] \cdot K_{rest} + F_x \cdot (w[i+1] - 2 \cdot w[i] + w[i-1])) / dx^2 / \tau$

Dado que la matriz no queda definida en las dos primeras y dos últimas filas (correspondientes a los dos primeros y dos últimos nodos del perfil:  $i = 0, 1, N_x-2, N_x-1$ ), deberán tomarse dos condiciones de contorno en cada extremo del modelo. Estas condiciones de contorno consisten en una relación lineal entre los valores de la deflexión en los tres últimos nodos de cada extremo. Se toma para dichas relaciones las correspondientes a la discretización de una de las derivadas de orden 2 o 3 en cada extremo, relacionadas respectivamente con la acción de un momento (ecs. (2-2) o (2-10)) o una fuerza (ec. (2-3)) en el extremo de la placa (p. e., Zoetemeijer, 1993).

La matriz tiene una estructura en banda con 3 diagonales inferiores y 3 superiores no nulas. El resto de la matriz contiene ceros, lo que permite acelerar considerablemente su resolución, para la cual se ha utilizado el método de Gauss de eliminación, triangularizando la matriz previamente.

En el caso de la placa elastoplástica, el cálculo de la distribución de esfuerzos requiere discretizar verticalmente la placa en  $N_z$  nodos. La distribución de los esfuerzos en la malla de  $N_x \cdot N_z$  nodos se realiza según el algoritmo descrito en el capítulo anterior, que requiere resolver varias veces la ec. (2-5), por lo que la matriz del sistema de ecuaciones continúa siendo la misma.

### 3.1.2 Parametrización

Se ha estudiado el efecto que tienen diversos parámetros en la deflexión de una placa delgada con diversas reologías.

#### ***Espesor elástico y tiempo de relajación***

El efecto que tiene el espesor elástico en la respuesta de la placa es bien conocido (p. e., Turcotte & Schubert, 1982): un espesor elástico bajo supone una deflexión importante localizada cerca de la carga, mientras que valores altos implican deflexiones menos importantes que afectan a una región más amplia. A modo de ejemplo, la Fig. 3-1 muestra la deflexión obtenida para una misma carga trapezoidal sobre una placa elástica (variando su espesor) y sobre una placa viscoelástica de  $\tau=5$  Ma (a lo largo del tiempo). El ejemplo muestra que el efecto temporal de la relajación viscosa de los esfuerzos es similar al de una reducción progresiva del espesor elástico.

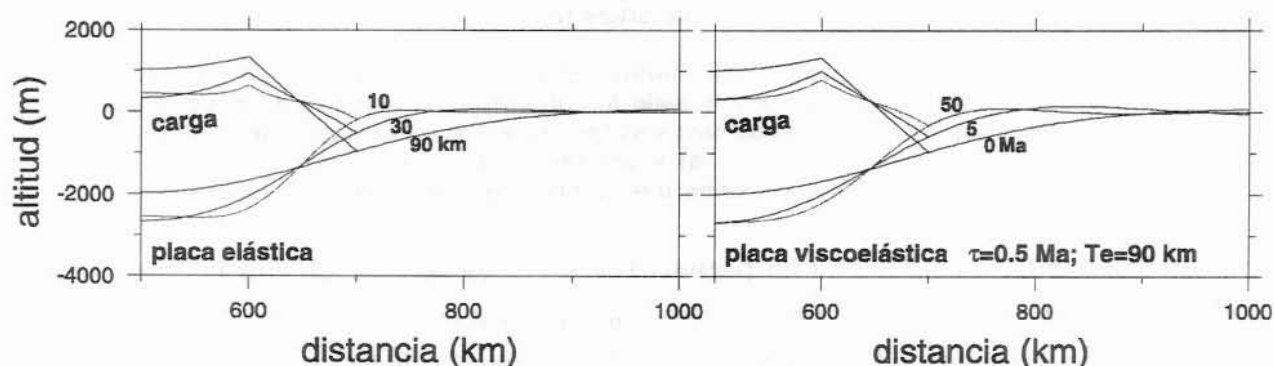


Fig. 3-1.- Flexión de una placa elástica producida por una carga trapezoidal para valores de espesor elástico de 10, 30 y 90 km (izda.). Flexión de una placa viscoelástica de  $\tau=5$  Ma y  $T_e=90$  km producida por la misma carga a lo largo del tiempo ( $t=0, 5$ , y  $50$  Ma). Nótese que las deflexiones de la placa elástica de 90 km y la viscoelástica en  $t=0$  coinciden.

#### ***Fuerza tectónica horizontal***

El efecto de la fuerza tectónica horizontal en la deflexión de la litosfera ha sido ampliamente discutido en multitud de trabajos (p. e., Karner, 1986; Lambeck *et al.*, 1987; Karner *et al.*, 1993). Para el análisis realizado en este trabajo, se han considerado dos casos en los que una fuerza vertical puntual en el extremo de la placa produce una deflexión íntegramente ocupada o bien por agua o bien por sedimentos y se ha comprobado el efecto producido por una fuerza horizontal adicional de  $10^{13}$  N/m (extensiva y compresiva). Otros parámetros utilizados son:  $T_e=30$  km; densidad sedimentos= $2400 \text{ kg m}^{-3}$ . La fuerza vertical ( $F_z$ ) en el extremo de la placa ( $x=0$ ) es distinta en los casos de relleno por agua o sedimentos, de forma que en ambos casos la deflexión producida en el extremo (en ausencia de fuerzas horizontales) sea similar: 3200 m en  $x=0$ . Los resultados de la Fig. 3-2 indican que las fuerzas horizontales pueden modificar en un 10% la deflexión en caso que la placa esté cubierta por agua y hasta en un 25% en el caso de relleno con sedimentos.

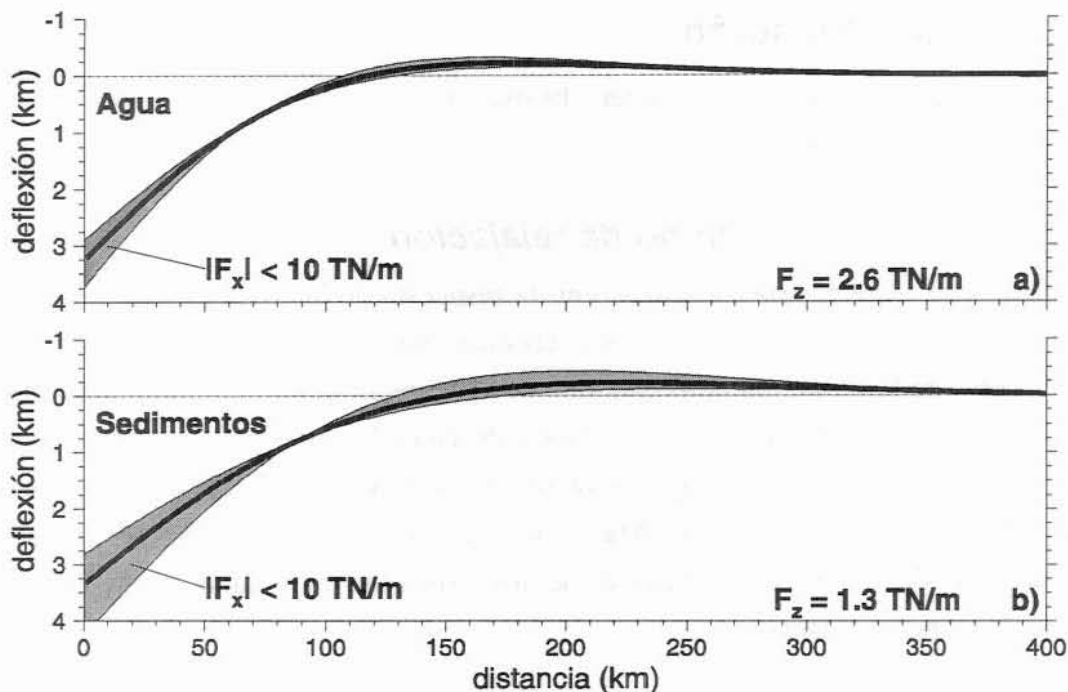


Fig. 3-2.- Efecto de una fuerza tectónica horizontal de magnitud entre  $F_x = -10^{13}$  y  $F_x = +10^{13}$  N/m (zonas sombreadas) respecto a la deflexión producida en ausencia de dicha fuerza (líneas interiores). Se muestran dos casos en los que el espacio creado por la deflexión es rellenado por agua ( $1000 \text{ kg/m}^3$ ) (a) y por sedimentos ( $2400 \text{ kg/m}^3$ ) (b). La fuerza vertical  $F_z$  ha sido escogida de forma que la deflexión sea similar en ambos casos cuando  $F_x = 0$ .

Los resultados obtenidos en esta parametrización están de acuerdo con la conclusión de Karner *et al.* (1986) de que la existencia de valores razonables de estas fuerzas pueden afectar considerablemente la deflexión de la litosfera y a la estratigrafía de las cuencas sedimentarias.

### Efectos de borde y alcance lateral de la deflexión

Para la aplicación del modelo numérico debe determinarse un dominio de modelización que se extienda más allá de la zona de estudio para evitar efectos de borde, pero no más de lo necesario para así no tener que introducir información irrelevante ni aumentar innecesariamente el tiempo de cálculo. Con el objetivo de facilitar esta tarea, se ha estudiado el error inducido por la acotación del dominio de modelización, respecto al caso en que el dominio es infinito. Para

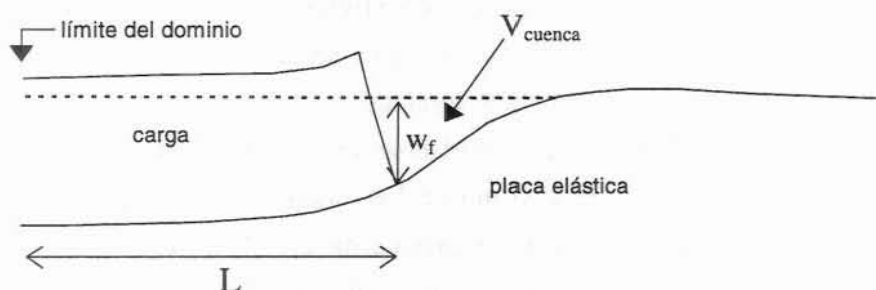


Fig. 3-3.- Esquema utilizado para el estudio del error inducido por la acotación del dominio de modelización.  $w_f$ : deflexión en el frente de la carga;  $L$ : distancia del frente de la carga al límite del dominio;  $V$ : volumen de la cuenca. Ver los resultados en la Fig. 3-4.



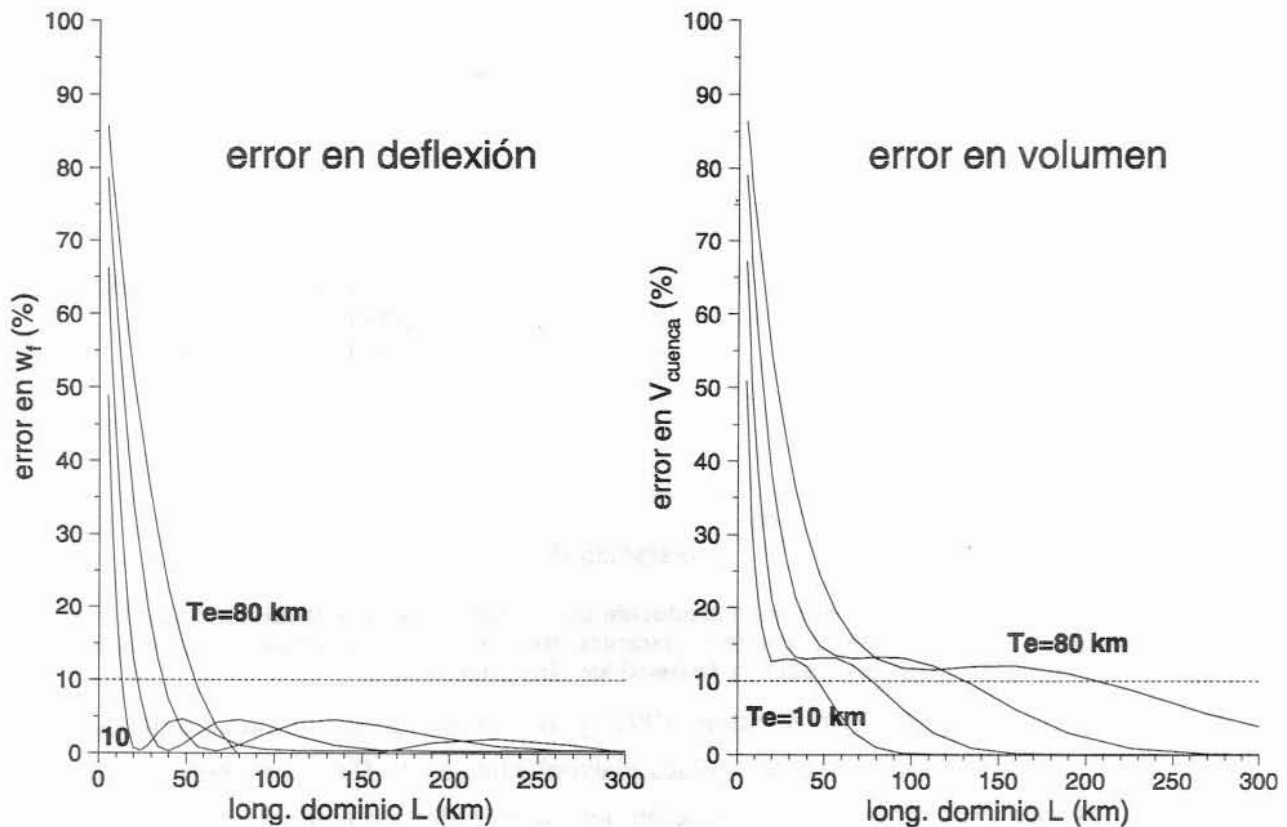


Fig. 3-4.- Efecto de la limitación del dominio de modelización en la deflexión para valores de  $T_e$  de 10, 20, 40 y 80 km en función de la distancia entre el límite del modelo y el frente de la carga. El error en la deflexión en el frente de la carga (izda.) es relativo a la deflexión que se produciría para  $L=\infty$ . El error en el volumen de la cuenca (dcha.) es relativo al volumen de la cuenca producida con  $L=\infty$ .

este análisis se ha utilizado una carga de altura constante que se extiende hasta el límite izquierdo del modelo y se han estudiado las variaciones producidas en la flexión al variar la extensión del dominio de modelización (ver el esquema en la Fig. 3-3).

Los resultados obtenidos (Fig. 3-4) indican que el error cometido en la deflexión  $w_f$  (bajo el frente de la carga) al limitar el dominio de modelización a una distancia  $L$  mayor o igual a 100 km desde el frente de la carga es menor al 5% incluso para valores de espesor elástico de hasta 60 km. El error es mayor (15%) en términos del volumen de la cuenca.

Estos resultados suponen, por ejemplo, que en una cuenca en la que el  $T_e$  sea igual o inferior a 20 km no tenga sentido extender el dominio de modelización más allá de los primeros 40 km de la carga. Estos resultados suponen una primera estimación a la baja del efecto de borde: para aplicar estos criterios a una región concreta debe realizarse un análisis más detallado en función de la distribución la carga.

### **Placa elástica vs. placa elastoplástica**

Para evaluar el efecto que tiene la estratificación de la resistencia de la litosfera, en la Fig. 3-5 se muestra cómo una misma fuerza de  $4 \cdot 10^{12}$  N/m en el límite de una placa elástica produce una deflexión muy distinta que sobre una placa elastoplástica. En el ejemplo, la envolvente de esfuerzos de la placa elastoplástica corresponde a una litosfera oceánica de 60 Ma de edad

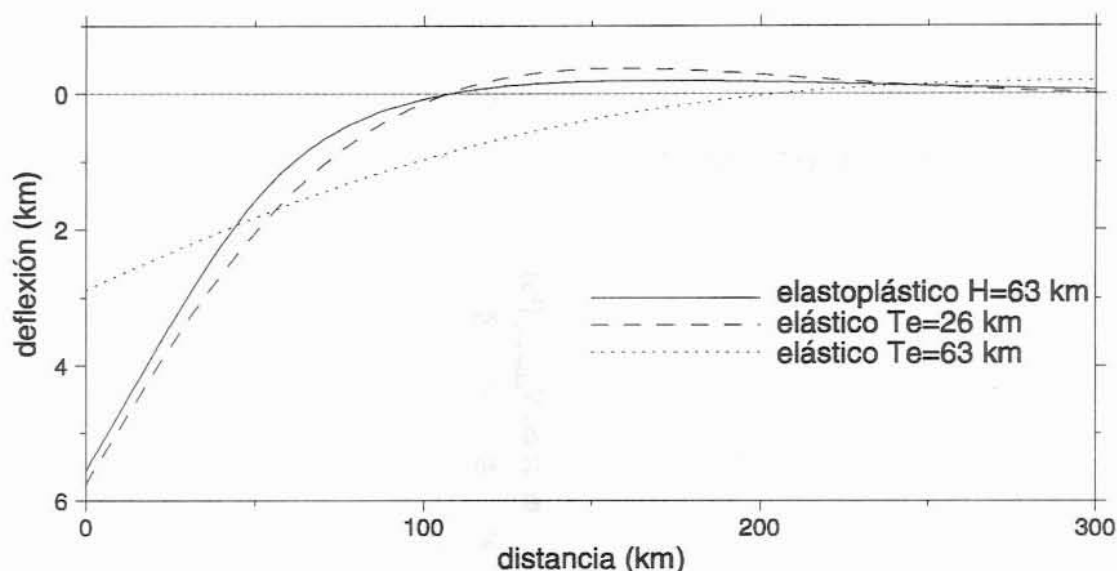


Fig. 3-5.- Comparación de la deflexión producida por la misma fuerza vertical ( $F_z=5 \cdot 10^{12}$  N/m) en una placa elastoplástica de espesor mecánico  $H=63$  km (línea continua), y dos placas elásticas de  $T_e=26$  km (línea a trazos) y  $T_e=H=63$  km (línea punteada).

según el modelo térmico de Stein & Stein (1992) y los parámetros de resistencia de Goetze & Evans (1979). El espesor mecánico de la placa elastoplástica es de  $H=63$  km, pero la limitación plástica de los esfuerzos produce una reducción del espesor elástico equivalente  $T_e$  que alcanza el mínimo (18.4 km) en el punto de máxima curvatura ( $x=46$  km). Por el contrario, en la placa elástica,  $T_e$  coincide con el grosor de la placa y es constante en toda ella, por lo que la deformación está menos localizada. Se han utilizado dos valores de  $T_e$  para la placa elástica: 63 km (coincidiendo con el espesor mecánico de la placa elastoplástica) y 26 km (el valor que mejor ajusta la deflexión en el extremo de la placa elastoplástica).

El primer caso ( $T_e=63$  km) ilustra cómo las placas elástica y elastoplástica tienen comportamientos muy diferentes aunque sus espesores sean idénticos. El segundo caso ( $T_e=26$  km) muestra que la forma de la deflexión sigue siendo muy distinta aunque se tome, para la placa elástica, el valor de  $T_e$  que mejor aproxime el comportamiento elastoplástico. En general, la placa elastoplástica predice un *forebulge* (la elevación de origen flexural que se produce por basculamiento junto a la zona subsidida) de mayor extensión pero menor altura, así como una mayor concentración de la zona de mayor curvatura.

## Curvatura

El espesor elástico equivalente que presenta una placa elastoplástica depende fuertemente de la curvatura porque cuanto mayor sea ésta, mayor será el efecto de la limitación plástica de los esfuerzos. Para estudiar esta dependencia se ha calculado el espesor elástico equivalente correspondiente a diferentes curvaturas convexas para una misma placa elastoplástica. La envolvente de esfuerzos que caracteriza la placa corresponde al modelo de Lynch & Morgan (1987) con un flujo de calor de  $60 \text{ mW m}^{-2}$  y tiene un espesor mecánico de 58 km.

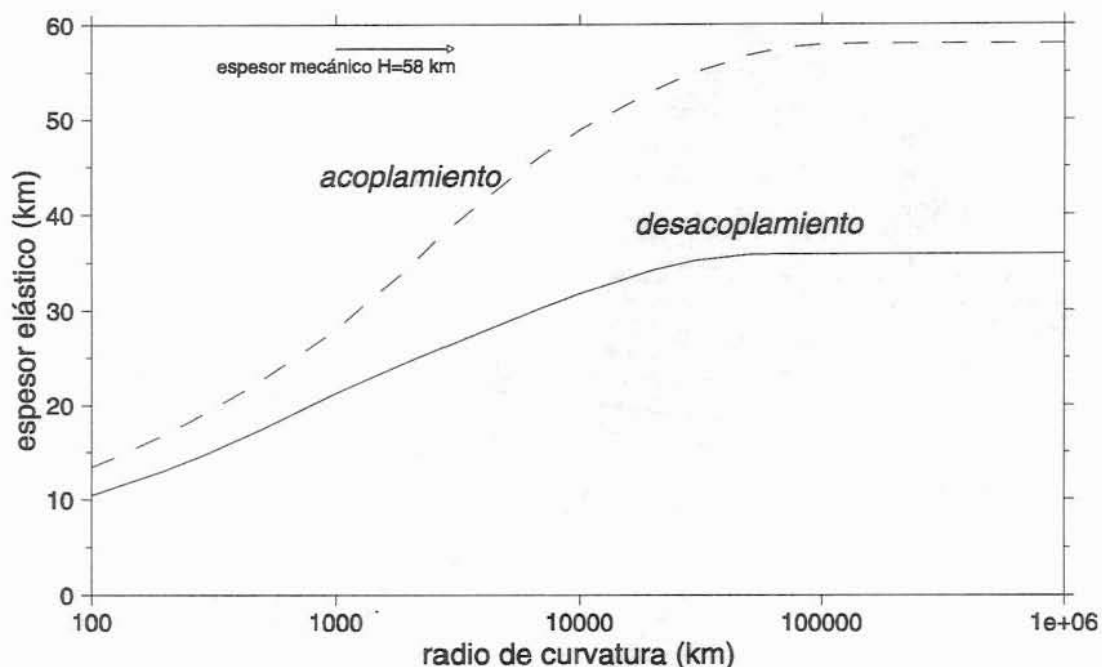


Fig. 3-6.- Variaciones del espesor elástico en función de la curvatura en el modelo de litosfera continental elastoplástica con y sin desacoplamiento mecánico entre corteza y manto. El desacoplamiento produce una considerable reducción del espesor elástico equivalente  $T_e$ .

Para valores altos de curvatura (radio de curvatura pequeño),  $T_e$  tiende a disminuir debido a que el momento que puede soportar está muy limitado por la envolvente de esfuerzos (ec. (2-10)) respecto al momento que produciría con la misma curvatura una placa elástica. Cuando la curvatura disminuye, se reducen la anelasticidad frágil y dúctil y el momento generado tiende a igualar el que produciría una placa elástica homogénea de espesor igual al espesor mecánico.

Tanto  $T_e$  como la distribución de los esfuerzos (Fig. 3-6) dependen fuertemente de que se considere la existencia de desacoplamiento o no: el desacoplamiento mecánico entre corteza y manto (ver capítulo anterior) conlleva una reducción importante del espesor elástico para una misma estructura litosférica. Estos resultados coinciden en sus rasgos generales con los obtenidos por Burov & Diament (1995).

### Régimen térmico

Otro factor, aparte de la curvatura, que controla el comportamiento de la placa elastoplástica es la envolvente de esfuerzos, que depende en primer término del régimen térmico y de los parámetros reológicos. Para mostrar cómo afecta la distribución de temperaturas a la respuesta mecánica de la litosfera, se han calculado los valores del espesor elástico equivalente correspondientes a una placa de litosfera oceánica flexionada convexamente (Figs. 3-7 y 3-8) y cóncavamente (Fig. 3-8). La curvatura cóncava de la litosfera se observa, por ejemplo, en la flexión producida por montañas marinas de origen volcánico; las convexas son características de las zonas de subducción. Se ha utilizado la distribución de temperaturas en profundidad que predice el modelo de Stein & Stein (1992) en función de la edad de la litosfera para hallar la envolvente de esfuerzos con los parámetros reológicos de

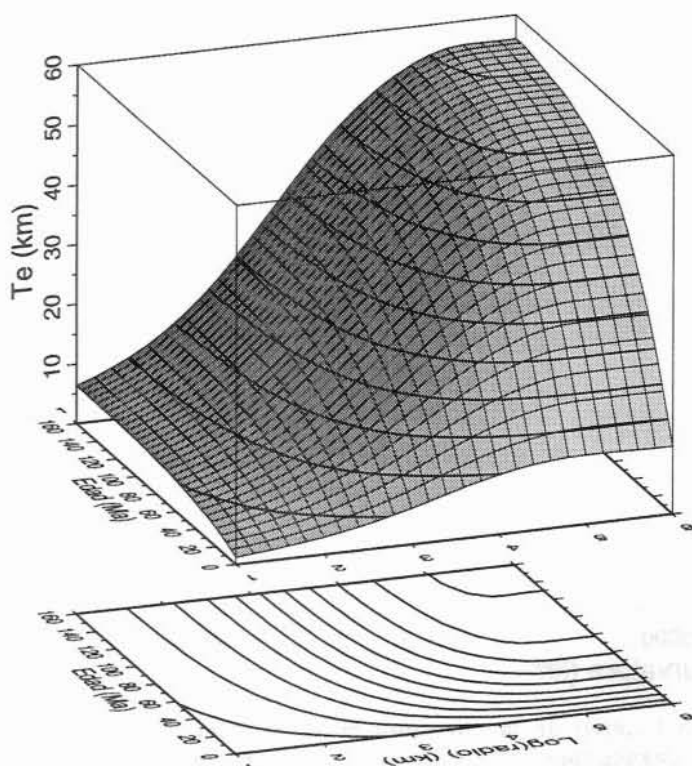


Fig. 3-7.- Variación del espesor elástico en función de la edad y la curvatura de la litosfera para curvaturas convexas.

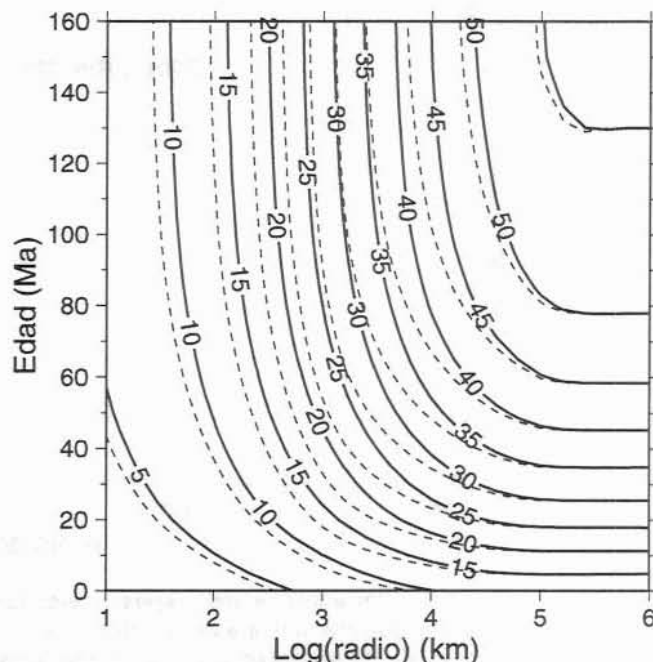


Fig. 3-8.- Variación del espesor elástico en función de la edad y de la curvatura de la litosfera para curvaturas convexas (líneas continuas) y cóncavas (líneas discontinuas).

Goetze & Evans (1979). El cálculo se ha hecho a intervalos de 5 Ma y para un total de 56 valores de radio de curvatura en progresión geométrica desde 10 km a  $10^6$  km. Los valores de radio menor de  $10^2$  km no son realistas y son utilizados sólo para mostrar la tendencia del espesor elástico a anularse cuando la placa está muy curvada. El espesor elástico para valores altos del radio de curvatura tiende a alcanzar el valor del espesor mecánico correspondiente a cada edad.

Las curvaturas cóncavas suponen un aumento de  $T_e$  de entre 0 y 5 km frente a las convexas (Fig. 3-8) debido a la asimetría de la envolvente de esfuerzos. Una curvatura cóncava produce esfuerzos compresivos en la parte superior de la placa limitados por los esfuerzos límite de rotura frágil compresiva, que son mayores que los de rotura extensiva. Por este motivo, el  $T_e$  resultante es mayor que en el caso cóncavo. Esta predicción del modelo coincide con los resultados de Burov & Diament (1995) pero está en contradicción con las observaciones hechas en litosfera oceánica, que indican que a igual edad del suelo oceánico, el  $T_e$  observado bajo montañas marinas e islas oceánicas es menor que el observado en zonas de subducción (McNutt & Menard 1982; Calmant & Cazenave, 1986; Watts, 1992). Por tanto, otros mecanismos propuestos, como la diferente distribución y magnitud de la carga en cada caso (McNutt & Menard 1982; Burov & Diament, 1995) o el efecto de los *esfuerzos térmicos* producidos por la contracción no homogénea de la litosfera (Wessel, 1992), parecen tener una importancia superior al producido por la convexidad/concavidad de la placa.

## Forebulge

La elevación que se produce en la parte exterior de una cuenca de antepaís como consecuencia de la flexión es denominada *forebulge*. Los *forebulges* son fácilmente observables en la litosfera oceánica, principalmente en zonas de subducción, donde la ausencia de erosión y la escasa sedimentación preserva intactas dichas elevaciones. En las cuencas de antepaís, en cambio, la existencia de importantes procesos superficiales que erosionan u ocultan el *forebulge*, hace que su observación sea más difícil y deba inferirse mediante estudios estratigráficos.

El modelo desarrollado en este trabajo permite evaluar el efecto que tienen diversos procesos que son habitualmente ignorados en el desarrollo del *forebulge*. En un modelo de placa elástica flexionada por una carga puntual, el *forebulge* aparece como consecuencia de la fuerza restitutiva que ejerce el fluido inferior (la astenosfera) sobre la placa, y su altura y posición dependen respectivamente de la magnitud de la carga y del espesor elástico (ver, p. e., Turcotte & Schubert, 1982).

Ya se ha mostrado anteriormente cómo la limitación plástica de los esfuerzos en la placa (modelo de placa elastoplástica) conlleva una reducción de la altura del *forebulge* así como un aumento de su extensión. La relajación viscosa de los esfuerzos que caracteriza al modelo viscoelástico también tiene un efecto importante en el *forebulge* (Fig. 3-9). Dicho efecto consiste en un considerable aumento de su altura y su aproximación hacia la carga a partir del

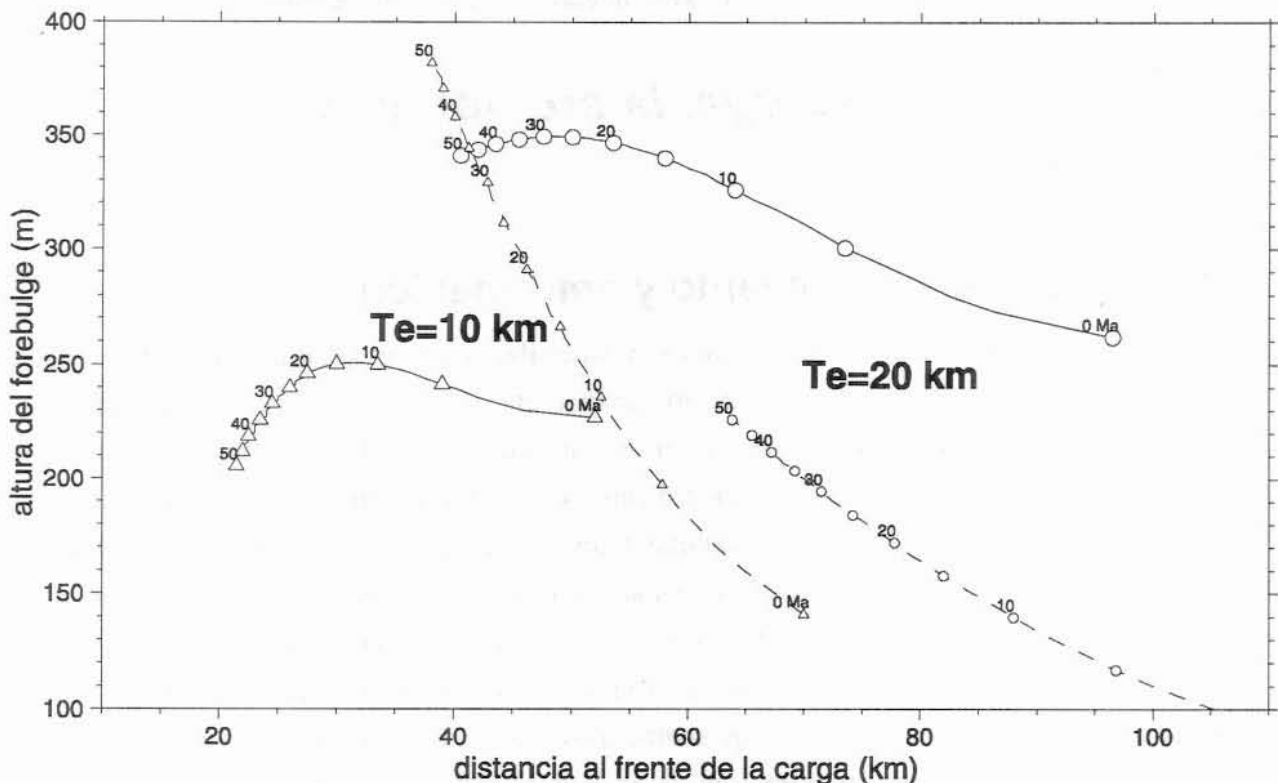


Fig. 3-9.- Posición del punto máximo (*forebulge*) de una placa viscoelástica ( $\tau=5$  Ma) en función del tiempo transcurrido desde la carga. La distancia se mide desde el frente de la carga. Las líneas continuas corresponden a una carga en forma de cuña; las líneas a trazos corresponden a una carga puntual en  $x=0$ ; triángulos:  $T_e = 10$  km; círculos:  $T_e = 20$  km.



emplazamiento instantáneo de ésta y la consiguiente respuesta elástica de la placa ( $t=0$  Ma).

Mientras que esta tendencia a aumentar la elevación del *forebulge* se mantiene a lo largo del tiempo para una carga puntual o rectangular, la carga de forma de trapezoidal (con el extremo en forma de cuña) utilizada en el estudio de la Fig. 3-9 produce una disminución a partir de un cierto instante que depende del espesor elástico. Por tanto, la forma en que la carga esté distribuida es un factor importante que afecta a la posición y evolución del *forebulge*.

El valor del tiempo de relajación  $\tau$  solo afecta a la escala temporal de la evolución del *forebulge*: un valor doble de  $\tau$  supone multiplicar por dos los tiempos que aparecen en la figura.

Los resultados descritos deben ser considerados como un límite superior del efecto que la relajación viscosa puede tener en la deflexión, pues en el ejemplo la carga se emplaza instantáneamente en  $t=0$  Ma. Un emplazamiento gradual de la carga se traduce en una disminución del efecto de relajación y por tanto del *forebulge*.

Se han comprobado otros factores en este estudio: la carga producida por la deposición de sedimentos en la zona subsidida tiende a disminuir la altura del *forebulge* porque implica una distribución de carga menos abrupta. Por otro lado, como se ha mostrado anteriormente, la existencia de fuerzas tectónicas horizontales  $F_x$  también puede aumentar o disminuir la altura y posición del *forebulge*. Se ha comprobado, por último, el efecto producido por la posible erosión de toda la zona elevada, que se traduciría en un incremento de aproximadamente un factor 3 del levantamiento de la placa (deflexión negativa) en la zona del *forebulge*.

## **3.2 Cálculo de la carga, la erosión y la sedimentación**

### **3.2.1 Cargas en movimiento y deformación**

Para simular el desplazamiento de mantos y su apilamiento, el programa calcula en cada intervalo de tiempo el número entero de nodos de discretización que avanza cada unidad (cada cuerpo poligonal deformable que maneja el programa) en función de la velocidad a la que se desplaza. Las únicas unidades cuyas velocidades de desplazamiento no son explícitamente introducidas por el usuario son las correspondientes a sedimentos. Para estas unidades se ha tomado un modelo muy simplificado de deformación: cuando una unidad o capa de sedimentos se deposita, tiene inicialmente velocidad nula; si una nueva carga/cabalgamiento es definida bajo ella entonces la unidad de sedimentos es dividida en dos unidades prolongando la falla de despegue del cabalgamiento. La unidad de sedimentos que queda sobre la carga en movimiento adquiere la velocidad de ésta, mientras que la unidad de sedimentos que queda delante de la carga permanece con velocidad nula (Fig. 3-10).



El movimiento de las unidades (tanto las de carga como las de sedimentos) producirá un incremento de carga en cada posición  $x$  que se calcula sumando los pesos de todas las unidades en cada nodo de discretización y restando la carga anterior. El incremento de carga calculado constituye el término independiente de la ecuación de la flexión de placa delgada (2-5).



Fig. 3-10.- Esquema que muestra el movimiento de las cargas y los sedimentos. Cuando una nueva falla inicia la deformación en el modelo (izda.), las unidades de sedimentos que atraviesa son divididas. Los cabalgamientos y los sedimentos que quedan sobre la falla adquieren la misma velocidad que ésta; el resto permanecen sin desplazarse (dcha.). Escala vertical exagerada.

### 3.2.2 Erosión y sedimentación

Otros mecanismos que pueden modificar las unidades del modelo (y, consiguientemente, la distribución de la carga) son la erosión y la sedimentación.

El perfil topográfico y la altura de la columna de agua en cada instante están controlados por la subsidencia flexural, el movimiento de las cargas y los incrementos de espesor mediante erosión y sedimentación. A partir del perfil topográfico en cada instante y teniendo en cuenta la altura del nivel del mar (eustasia) en un instante dado, se calcula el espesor de material que es erosionado/sedimentado en cada posición. Para ello se usan los modelos y se resuelven las ecuaciones descritos en la sección 2.4 discretizando el tiempo en incrementos finitos  $dt$  (método de las diferencias finitas). A la unidad superior en cada posición se le añadirá (se restará si es negativo) el espesor así calculado.

Estos incrementos de espesor y las variaciones de la altura de la columna de agua producirán un perfil de incremento de carga que contribuirán a la flexión de la litosfera durante el intervalo de tiempo  $dt$  en que se producen.

El efecto producido por los tres modelos 2D de transporte superficial (erosión continental, sedimentación marina y transporte difusivo) se muestra en la Fig. 3-11. En los tres casos se ha asumido un espesor elástico para la litosfera elástica de  $T_e=20$  km y un mismo perfil inicial de la carga. Los parámetros utilizados son: erosión continental  $K_{EC}=0.1 \text{ m}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{Ma}^{-1}$ ; sedimentación marina  $K_{SM}=50 \text{ m}\cdot\text{Ma}^{-1}$ ; transporte difusivo  $K_{ESD}=5\cdot 10^6$ .

El efecto producido por la erosión continental supone una reducción de la topografía y el rebote isostático del basamento debido a la descarga. La sedimentación marina, por el contrario, supone un incremento de la subsidencia y el progresivo relleno de las cuencas situadas junto a la carga. Finalmente, el modelo de transporte difusivo produce un suavizamiento del perfil

topográfico, transportando material desde las zonas de máxima topografía hacia las de mínimos topográficos.

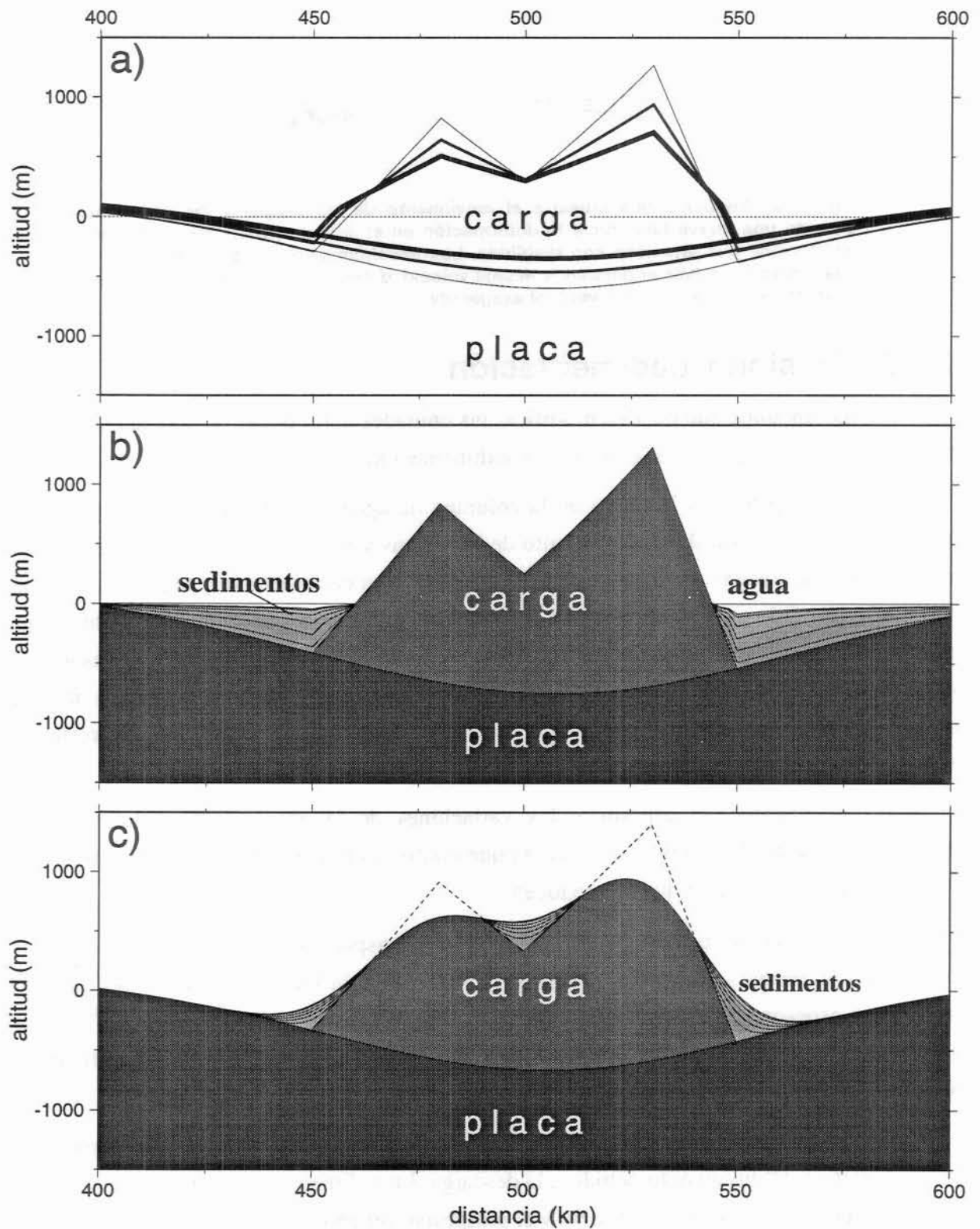


Fig. 3-11.- Efecto producido por los modelos de erosión y sedimentación sobre un perfil topográfico arbitrario teniendo en cuenta la respuesta flexiva de la litosfera a la redistribución de las cargas. a) Erosión continental; b) Sedimentación marina; y c) Transporte difusivo.

### 3.3 Modelo numérico integrado de cuencas de antepaís

Una parte importante del interés de este trabajo reside en la integración en un único modelo numérico de los procesos y técnicas expuestos en las secciones anteriores. Un programa que integre el cálculo de la deformación, la carga, la flexión isostática y el transporte de sedimentos es, como se mostrará más adelante, una herramienta muy útil para la modelización de las cuencas de antepaís.

#### 3.3.1 Estructura del programa

El modelo numérico consiste en una serie de algoritmos que resuelven las ecuaciones correspondientes a los procesos descritos en el capítulo anterior. Para ello se utiliza el método de las diferencias finitas asumiendo simetría bidimensional (sección vertical transversal). El funcionamiento interno del programa está basado en la discretización de las variables que intervienen (carga, deflexión, topografía, etc.) y en la definición de un tipo de variable (una *structure* lenguaje C) denominada *unidad* que aglutina todas las características de cada cuerpo poligonal que compone el modelo. Estas unidades pueden desplazarse horizontalmente a una velocidad variable en el tiempo. La unidad inferior corresponde a la corteza no deformada y su posición horizontal permanece fija mientras que su desplazamiento vertical (subsistencia) corresponde a la deflexión calculada. Sobre esta unidad base se desplazan las unidades de carga (mantos de corrimiento) y se depositan las unidades de sedimentos. El perfil topográfico en cada instante queda determinado por la deflexión y el grosor de las unidades. Finalmente, se define la unidad de mar, cuyo grosor es calculado en cada punto y en cada instante como la diferencia entre la batimetría y el nivel del mar, que es considerado variable a lo largo del tiempo. El grosor de las unidades varía en cada posición debido a la erosión, la sedimentación y a que dichas unidades se desplazan durante la evolución del modelo. Estas variaciones de grosor determinan un perfil de incremento de carga en cada instante. La deflexión producida por esta carga desplaza verticalmente todas las unidades.

La estructura del programa de cálculo numérico *tao2D* consiste, básicamente, en un bucle en el que se repite, para cada intervalo de tiempo, el cálculo de la deformación y la carga, el transporte por erosión y sedimentación, y el cálculo de la deflexión (Fig. 3-12). La deflexión producida en cada intervalo de tiempo producirá cambios en el perfil topográfico que influirán en la sedimentación y la erosión. Estos procesos, a su vez, comportarán una distribución de carga/descarga que modificarán la flexión.

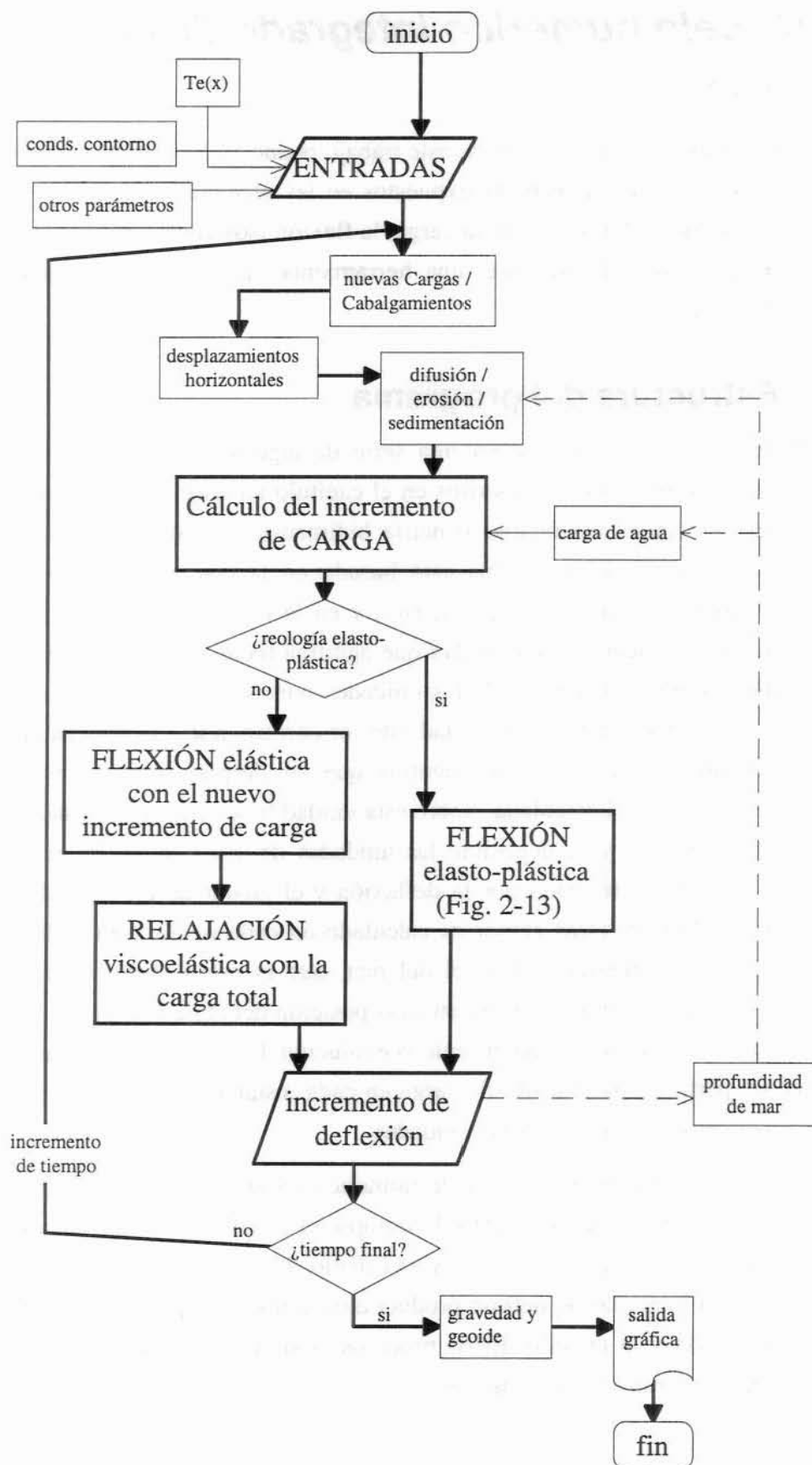


Fig. 3-12.- Diagrama de flujo simplificado del modelo numérico 2D. Las líneas continuas representan la dirección de flujo del programa; las líneas a trazos indican los efectos de retroalimentación.

La rutina principal del programa, en lenguaje C, se transcribe a continuación:

```
int main(int argc, char **argv)
{
    int    i, j ;

    /*La siguiente función lee los ficheros de entrada y los parámetros de la línea de
    comando:*/
    inputs (argc, argv);

    /*BUCLE PRINCIPAL: aquí el tiempo se incrementa desde Timeini to Timefinal.
    El incremento de tiempo es dt:*/
    do {
        /*Muestra por pantalla la edad correspondiente al presente ciclo:*/
        fprintf(commstdout, "\nT=%5.2f Ma", Time/Matosec);
        /*defload() es la función que define el incremento de carga en función de los
        procesos superficiales, el desplazamiento de las cargas y la variación de la columna
        de agua. Devuelve valor 'SI' en caso de que haya cambios en la distribución de carga
        y 'NO' en caso contrario.*/
        if (defload()) {
            switch_doingflex=SI ;
            /*Define la matriz correspondiente a la placa elástica o elasto- plástica:*/
            Elastic_Deflection() ;
            /*Muestra los resultados:*/
            Show_Results(NO) ;

            switch_doingflex=NO;
        }

        /*Incrementa la variable de tiempo:*/
        Time += dt;

        /*Calcula la flexión debida a la relajación viscosa:*/
        if (switch_viscoelast) {
            switch_doingvisco=SI;
            /*Define la matriz correspondiente a la placa viscoelástica:*/
            Viscous_Relaxation();
            /*Muestra los resultados:*/
            Show_Results(NO) ;

            switch_doingvisco=NO;
        }

    } while (Time < Timefinal+dt/10);
    /*Produce la salida gráfica y muestra un resumen de los resultados*/
    The_End();
    exit(1);
}
```

El esquema de la Fig. 3-12 se complica considerablemente cuando se utiliza el modelo de reología elastoplástica (Fig. 2-12). En este caso, el  $T_e$  suministrado como entrada sirve sólo como valor inicial de la iteración que calcula el verdadero  $T_e$ , la deflexión y la distribución de esfuerzos dentro de la placa en función de la envolvente de esfuerzos. La envolvente depende a su vez de la estratificación de la litosfera (distribución de temperatura y profundidad de la Moho) y de los parámetros reológicos.

### 3.3.2 Parámetros de entrada y salida del programa

Las entradas y salidas del programa están distribuidas en varios ficheros (Tabla 3-1) cuyos nombres comienzan con una misma palabra que sirve de etiqueta para el proyecto de aplicación del modelo. En los nombres de fichero que se mencionan a continuación se ha usado la etiqueta 'abcd'. La extensión que sigue a esta palabra está en mayúsculas en el caso de los ficheros de entrada y en minúsculas en el caso de los de salida. La mayoría de estos ficheros son opcionales pues sirven para introducir variaciones laterales o temporales de los parámetros que no siempre son necesarias. Los valores por defecto en estos casos se encuentran en el fichero abcd.PRM. Las salidas dependerán también del tipo de modelización que se esté llevando a cabo. Por ejemplo,



**Tabla 3-1.-** Ficheros de entrada y salida del programa. Todos los nombres de fichero comienzan con la etiqueta asignada al proyecto de modelización ('abcd' en el ejemplo).

| ENTRADAS    |  | SALIDAS   |  |
|-------------|--|-----------|--|
| fichero     | contenido  | fichero   | contenido  |
| abcd.PRM    | Fichero principal de parámetros: Dominio del modelo; Tiempo inicial y final; Densidades; Tipo de placa y sus paráms.; Condiciones de contorno; Fuerzas de contorno; Paráms. de discretización; Paráms. de erosión y sedimentación; Valores por defecto de $T_0$ , $\tau$ , espesor cortical, altitud inicial, etc. | abcd.pfl  | Geometría resultante del modelo: contorno final de las unidades; topografía. |
| abcd.EET    | (sólo placas elástica y viscoelástica)<br>Variaciones laterales del espesor elástico equivalente $T_0$ .   | abcd.xzt  | Evolución temporal de la deflexión.  |
| abcdN.CRG   | Perfil de la N-ésima carga o falla definida por el usuario y parámetros de la misma (movimiento, densidad, tipo de carga, etc.).   | abcd.ps   | Imagen PostScript del perfil final y representación del resto de resultados. |
| abcd.CRUST  | Profundidad inicial de la Moho.  | abcd.xg   | Anomalía gravimétrica y geoidal a lo largo del perfil.                       |
| abcd.UCRUST | Profundidad inicial del límite corteza superior-corteza inferior.  |           |  |
| abcd.SLV    | Eustasia: variaciones temporales del nivel del mar.  | abcd.eet  | (sólo placa elastoplástica)<br>$T_e$ calculado.                              |
| abcd.TMP    | (sólo placa elastoplástica)<br>Distribución de temperaturas en la placa.   | abcd.strs | (sólo placa elastoplástica)<br>Distribución de esfuerzos en la placa.        |
| abcd.H0     | Perfil topográfico inicial.  | abcd.yld  | (sólo placa elastoplástica)<br>Envolvente de esfuerzos                       |
| abcd.W0     | Perfil de deflexión inicial.   |           |  |
| abcd.REC    | Edades de los horizontes sedimentarios que se desean marcar.   |           |  |
| abcd.CMP    | Perfil real que se desea ajustar.  |           |  |

si el modelo utiliza una reología elástica o viscoelástica, el programa leerá las variaciones laterales de espesor elástico del fichero abcd.EET, o bien su valor por defecto en abcd.PRM; si utiliza una reología elastoplástica con envolvente de esfuerzos, el espesor elástico será una salida del modelo (abcd.eet), y deberá suministrarse, en cambio, la distribución de temperaturas en la placa.

La salida gráfica es producida en formato PostScript mediante el conjunto de utilidades de libre uso *GMT* (Wessel & Smith, 1995). La documentación del programa incluye información más detallada acerca de las entradas y salidas del mismo.

### 3.3.3 Cálculo de las anomalías del campo gravitatorio

El programa permite calcular dos observables directamente relacionados con la distribución de masas resultante de la evolución del sistema orógeno-cuenca: la anomalía gravimétrica y la anomalía geoidal.



La anomalía de gravedad que se calcula es la diferencia entre las componentes verticales del campo gravitatorio creado por el perfil resultante del modelo y el correspondiente a un modelo de referencia. Como modelo de referencia se toma el perfil inicial no deformado. La anomalía geoidal es la diferencia de altura entre el geoide (superficie equipotencial del campo gravitatorio) creado por la distribución de masas del modelo y el geoide producido por el modelo de referencia. Turcotte & Schubert (1982) ofrecen una explicación más detallada de estos dos observables. Dado que en general no se dispone de información sobre la evolución de los mismos, en el modelo sólo se procede al cálculo de las anomalías una vez alcanzado el estadio final.

Los algoritmos empleados para el cálculo de la anomalía gravimétrica y la anomalía geoidal creada por un cuerpo 2D (en sección transversal) corresponden a Talwani *et al.* (1959), Ayala *et al.* (1996) y Chapman (1979), y permiten calcular las anomalías producidas por un cuerpo poliédrico horizontal (un polígono en el plano de modelización). Cada unidad de las que se considera en el modelo numérico son polígonos de densidad constante y se les puede por tanto aplicar los algoritmos mencionados. En cada posición del dominio modelizado se suman las anomalías producidas por cada unidad (en virtud de la linealidad del campo gravitatorio respecto a la masa que lo produce) y se restan las producidas por el modelo de referencia no deformado (el perfil inicial).

Es conveniente reducir la anomalía de gravedad así calculada a anomalía de Bouguer (comúnmente utilizada en áreas continentales) restando la atracción producida por la columna de material que queda entre el punto de medición (en la superficie de la Tierra) y el nivel del mar (ver p. e., Turcotte & Schubert, 1982):

$$\Delta g_B = -2 \cdot \pi \cdot \rho_c \cdot G \cdot h$$

donde  $G$  es la constante de gravitación universal,  $h$  es la altitud sobre el nivel del mar y  $\rho_c$  es la densidad de reducción. Tras sustituir valores:

$$\Delta g_B = -2 \cdot \pi \cdot 2670 \text{ kg m}^{-3} \cdot 6.67 \cdot 10^{-11} \text{ kg}^{-1} \cdot \text{m}^3 \cdot \text{s}^{-2} \cdot \text{altitud [m]} = 111.9 \cdot \text{altitud [m]}$$

El resultado de sumar  $\Delta g_B$  a la anomalía de gravedad calculada es la anomalía de Bouguer, que refleja, principalmente, las heterogeneidades de densidad en la corteza y las variaciones laterales de grosor cortical.

### 3.3.4 Parametrización

#### **Geometría de la cuenca y los sedimentos**

Se ha diseñado un modelo sintético sencillo de formación de una cuenca de antepaís para analizar cómo influyen los diversos parámetros en la geometría final de la cuenca y en los sedimentos en ella depositados. El modelo consta de dos unidades con una superficie lítrica de

despegue que tiende asintóticamente a 9 km de profundidad, iniciando el movimiento en los instantes  $t=0$  y  $t=10$  Ma respectivamente. El resto de parámetros aparecen en la Tabla 3-2. La evolución de la cuenca se ha calculado mediante los modelos de placa elástica ( $T_e=20$  km) y viscoelástica ( $T_e=20$  km;  $\tau=2$  Ma) para comparar los resultados.

La Fig. 3-13 muestra la evolución del modelo durante la etapa sin-tectónica en la que los mantos de corrimiento se desplazan a razón de 2 mm/a. Los sedimentos depositados durante el desplazamiento del primer cabalgamiento son levantados y desplazados por el siguiente, formando el equivalente a una cuenca *piggy-back* que alcanza una altitud de hasta 2000 m. El avance de la segunda lámina cabalgante produce un desplazamiento del depocentro de la cuenca de antepaís en el mismo sentido. A la escala de estas figuras, los resultados obtenidos para los dos modelos de placa (elástico y viscoelástico) son muy similares. El acortamiento total al final de la etapa sin-orogénica ( $t=20$  Ma) es de 40 km. La Fig. 3-14 muestra la geometría de la cuenca en ese instante tal y como resulta con los modelos de placa elástica y viscoelástica. Mientras el modelo elástico predice una cuenca amplia cuyos sedimentos *onlap* sobre el basamento (cada unidad de sedimentos sobrepasa la inmediatamente inferior), la relajación de los esfuerzos en el modelo viscoelástico produce un importante estrechamiento y engrosamiento de la cuenca, así como una reducción del *onlap*. En ambos casos la cuenca formada no está colmatada (continúa la sedimentación marina).

A partir del instante  $t=20$  Ma, se detiene el movimiento de los mantos de corrimiento y da comienzo la etapa post-orogénica de 10 Ma de duración, durante la cual la erosión de las zonas elevadas y la sedimentación en la cuenca son los únicos procesos que modifican la distribución de cargas. Esto contribuye a una rápida colmatación de la cuenca debido a la sedimentación y el subsiguiente levantamiento y exposición de los sedimentos como consecuencia del rebote isostático que produce la descarga por erosión en el orógeno (Fig. 3-15). El levantamiento de los sedimentos no deformados que se produce sobre la placa elástica (alrededor de 50 m en promedio sobre el nivel inicial de la placa) es considerablemente incrementado en la placa viscoelástica como consecuencia de la relajación de los esfuerzos en la placa, alcanzando los 200 m en promedio y llegando las unidades superiores a ser erosionadas. La suma de los efectos de rebote isostático, relajación y erosión de los sedimentos son responsables de la principal diferencia en la geometría sedimentaria del modelo viscoelástico respecto al elástico: la disposición en *offlap* de los horizontes sedimentarios correspondientes a la etapa post-orogénica.

**Tabla 3-2.- Parámetros utilizados en el modelo sintético utilizado para la parametrización.**

| parámetro                         | valor | unidades                               |
|-----------------------------------|-------|--|
| $T_e$                             | 20    | km                                     |
| velocidad de acortamiento         | 2     | km/Ma                                  |
| densidad sedimentos               | 2300  | kg/m <sup>3</sup>                      |
| densidad basamento y mantos       | 2800  | kg/m <sup>3</sup>                      |
| tasa erosión                      | 0.1   | m · m <sup>-1</sup> · Ma <sup>-1</sup> |
| tasa sedimentación                | 100   | m · Ma <sup>-1</sup>                   |
| coef. transporte difusivo         | 0     | m <sup>2</sup> · Ma <sup>-1</sup>      |
| anchura celda discretización $dx$ | 0.5   | km                                     |
| altura inicial placa              | 100   | m                                      |

La influencia de la relajación viscosa de los esfuerzos en la placa viscoelástica queda patente en la evolución de la anchura de la cuenca (Fig. 3-16). Conforme progresa el modelo, la reducción de la anchura de la cuenca es más notable respecto al caso elástico. También es interesante observar cómo la posición del frente de la cuenca (el límite pasivo de la cuenca) avanza a velocidad irregular a consecuencia de la entrada en movimiento de un nuevo cabalgamiento, pese a que la velocidad de acortamiento se mantiene constante durante toda la etapa sin-tectónica.

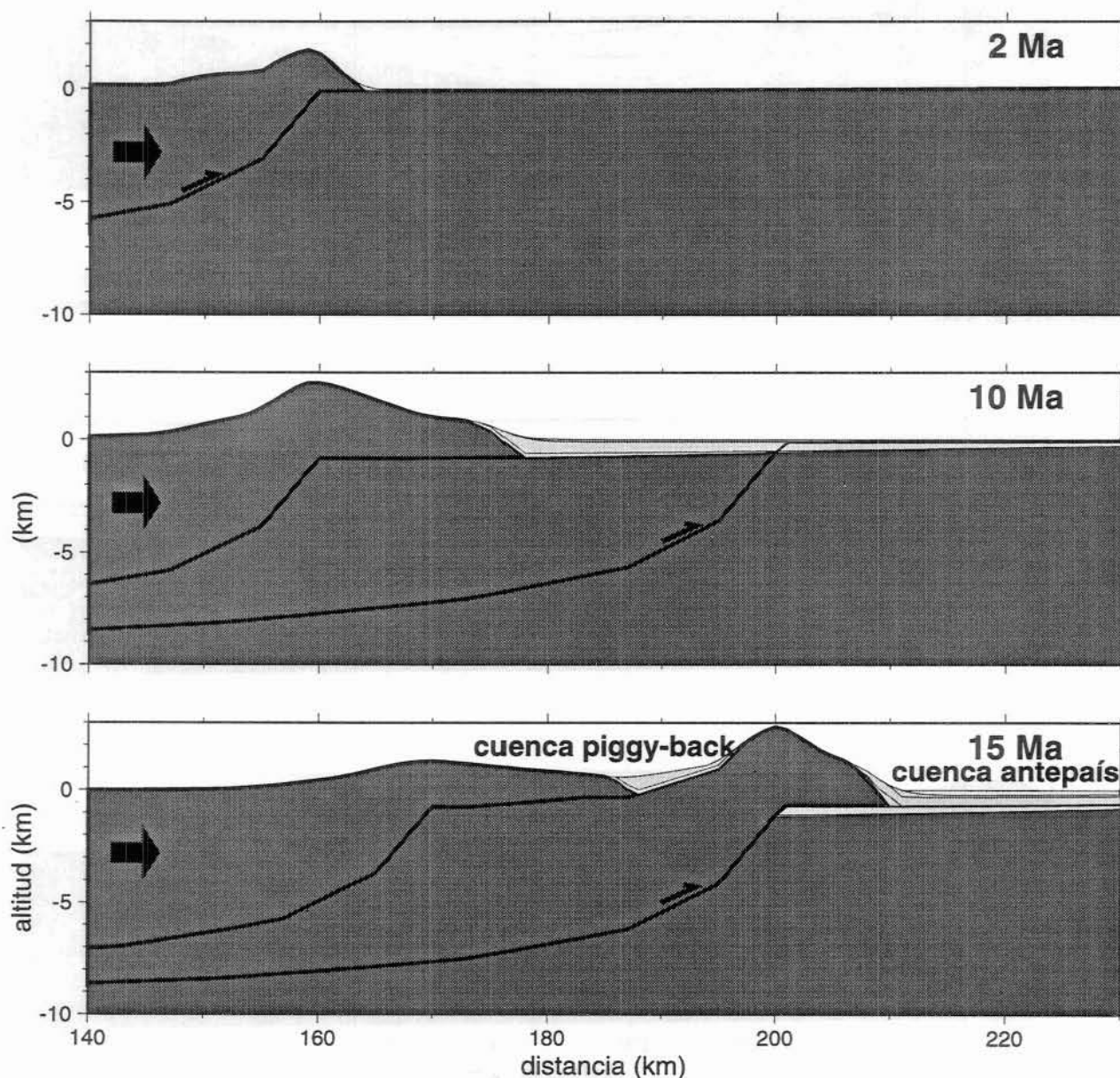


Fig. 3-13.- Evolución de la cuenca de antepaís y la cuenca *piggy-back* durante la etapa syn-tectónica. Se ha utilizado una placa elástica inicialmente plana con la superficie situada a 100 m sobre el nivel del mar.

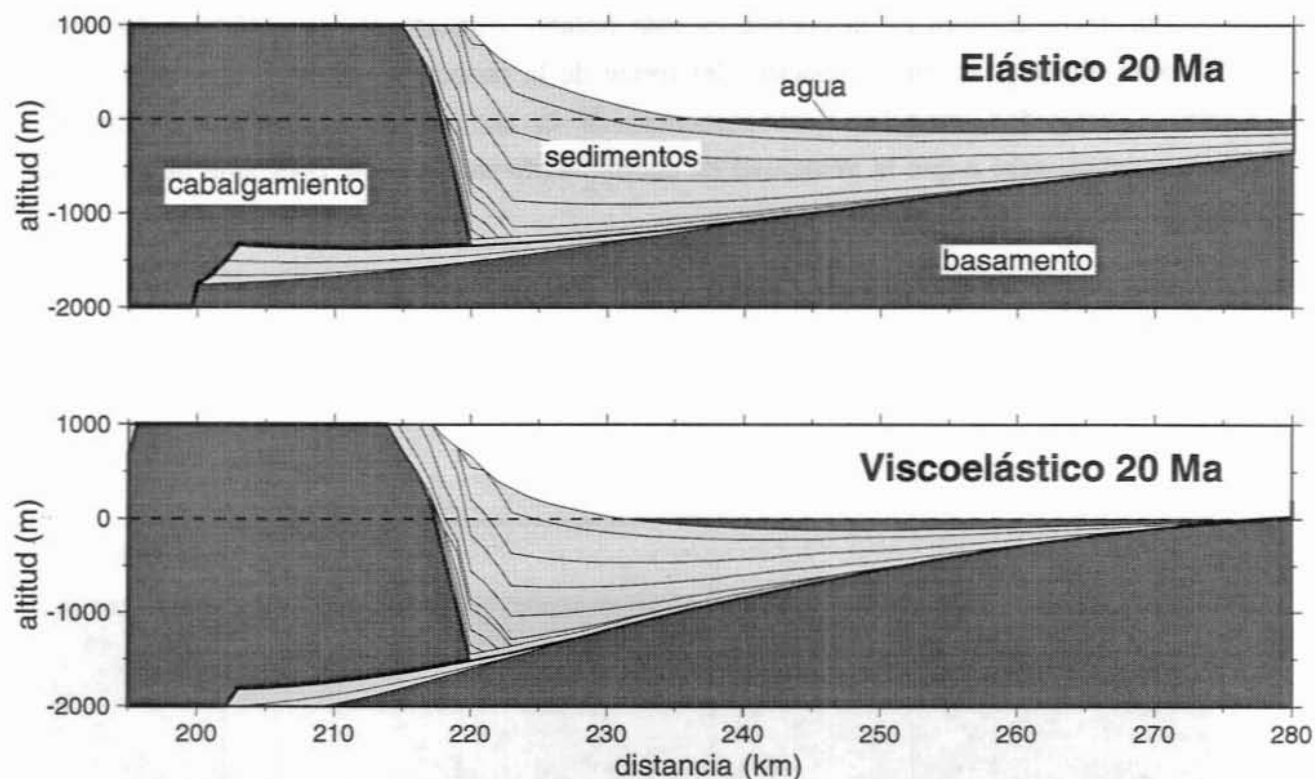


Fig. 3-14.- Detalle de la geometría de los sedimentos depositados en la cuenca de antepaís al final de la etapa sin-orogénica ( $t=20$  Ma) para los modelos elástico y viscoelástico. Intervalo entre horizontes sedimentarios: 2 Ma.

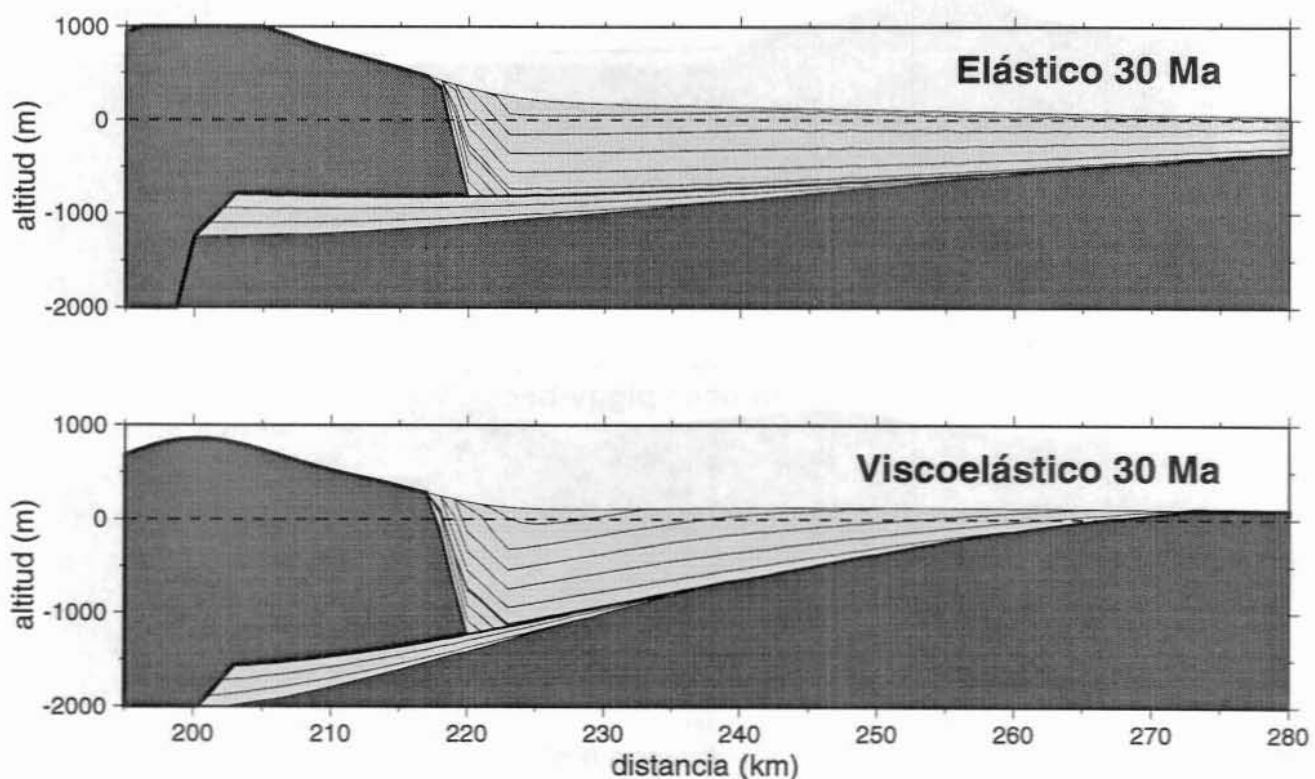


Fig. 3-15.- Detalle de la geometría de los sedimentos depositados en la cuenca de antepaís tras 10 Ma de etapa post-orogénica ( $t=30$  Ma) para los modelos elástico y viscoelástico.



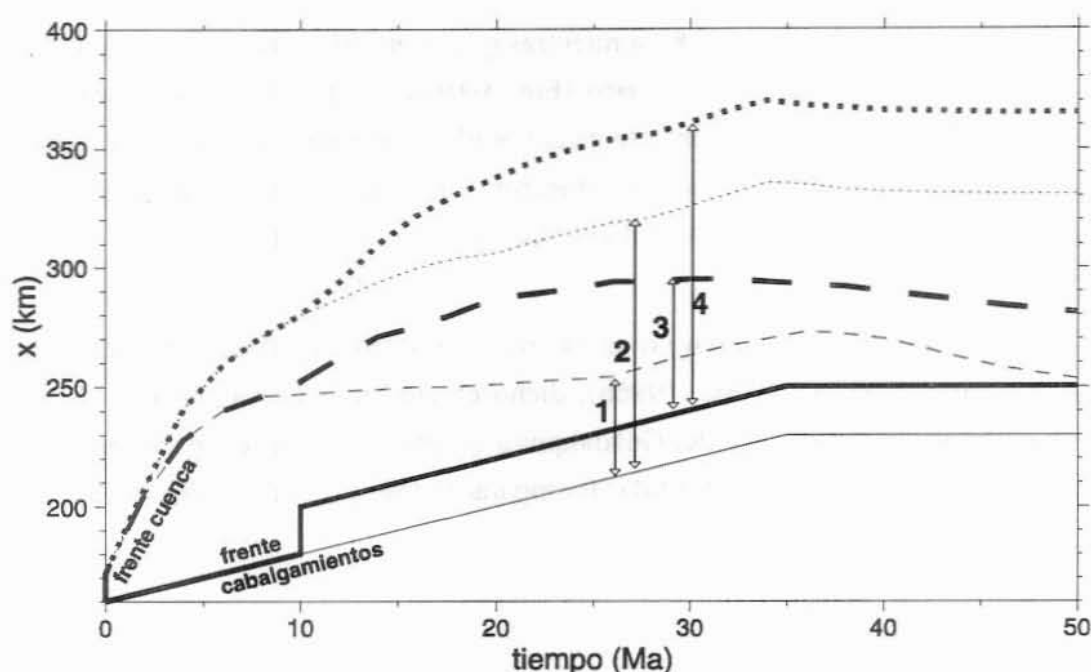


Fig. 3-16.- Posición del frente de la cuña de cabalgamientos y del frente de la cuenca a lo largo del tiempo. El modelo es el mismo que en las figuras anteriores pero con la etapa sinorogénica prolongada 15 Ma (la segunda falla está activa desde  $t=10$  hasta  $t=35$  Ma) para mostrar la tendencia del estado estacionario. Aparecen representados la posición del frente de cabalgamientos (líneas continuas) y el frente de sedimentos de la cuenca producida en una placa elástica (líneas punteadas) y otra viscoelástica (a trazos). Las 3 líneas gruesas corresponden al modelo con 2 cabalgamientos ( $t=0$  y  $t=10$  Ma); las delgadas corresponden al mismo modelo pero sin activar el segundo cabalgamiento. Las flechas indican la anchura de la cuenca en los 4 casos: cuenca formada por un solo cabalgamiento en placa viscoelástica (1) y en placa elástica (2); cuenca formada por 2 cabalgamientos en placa viscoelástica (3) y en placa elástica (4).

### **Efecto del régimen térmico y el grosor cortical**

El modelo de placa elastoplástica permite relacionar directamente la geometría cortical y litosférica con las características de la cuenca producida junto al orógeno. Para mostrar dicha relación se ha diseñado un modelo sintético similar al del apartado anterior (Figs. 3-17 a 3-19): Dos láminas cabalgantes de 8 km de grosor y situados a 10 km de distancia comienzan a desplazarse a 2 mm/a en los instantes  $t=0$  y  $t=10$  Ma sobre una litosfera elastoplástica de tipo continental. Las figuras corresponden a los resultados producidos en  $t=20$  Ma. La tasa de erosión es de  $K_{EC}=0.1 \text{ m} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{a}^{-1}$ ; la de sedimentación es  $K_{SM}=200 \text{ m/Ma}$ .

Manteniendo los parámetros anteriores, se han calculado los estadios finales correspondientes a tres estructuras litosféricas iniciales: 1) Una corteza y manto litosférico homogéneos (Fig. 3-17); 2) Un manto litosférico idéntico al anterior y una corteza ligeramente más delgada, de 30 km de espesor, sin desacoplamiento mecánico entre corteza y manto (Fig. 3-18); y 3) Un manto litosférico y corteza adelgazados en el extremo izquierdo simulando la existencia previa de un margen pasivo (Fig. 3-19).

Los resultados obtenidos muestran importantes diferencias en la geometría de la cuenca resultante. Mientras que en el caso homogéneo desacoplado (Fig. 3-17) la cuenca tiene 1200 m de espesor en el frente de los cabalgamientos y 120 km de anchura, en el caso de acoplamiento

(Fig. 3-18) el espesor es de apenas 500 m mientras que la anchura alcanza los 190 km. El efecto producido por el adelgazamiento litosférico (Fig. 3-19) es justamente el contrario al descrito para el caso del acoplamiento: La zona afectada por el adelgazamiento litosférico (que coincide con la que soporta la mayor parte de los esfuerzos) sufre un importante descenso del espesor elástico equivalente  $T_e$  que produce un estrechamiento de la cuenca (95 km) y un incremento de su espesor (1700 m).

Por simplicidad, en este ejemplo no se ha tenido en cuenta el efecto de la evolución de la deformación (Mueller *et al.*, 1996a, 1996b); dicho efecto, que sí será considerado durante la aplicación del modelo a la Cuenca del Guadalquivir (capítulo 6), introduce cambios apreciables en las distribuciones de esfuerzos obtenidas (comparar la Fig. 3-17 con la Fig. 6-23).



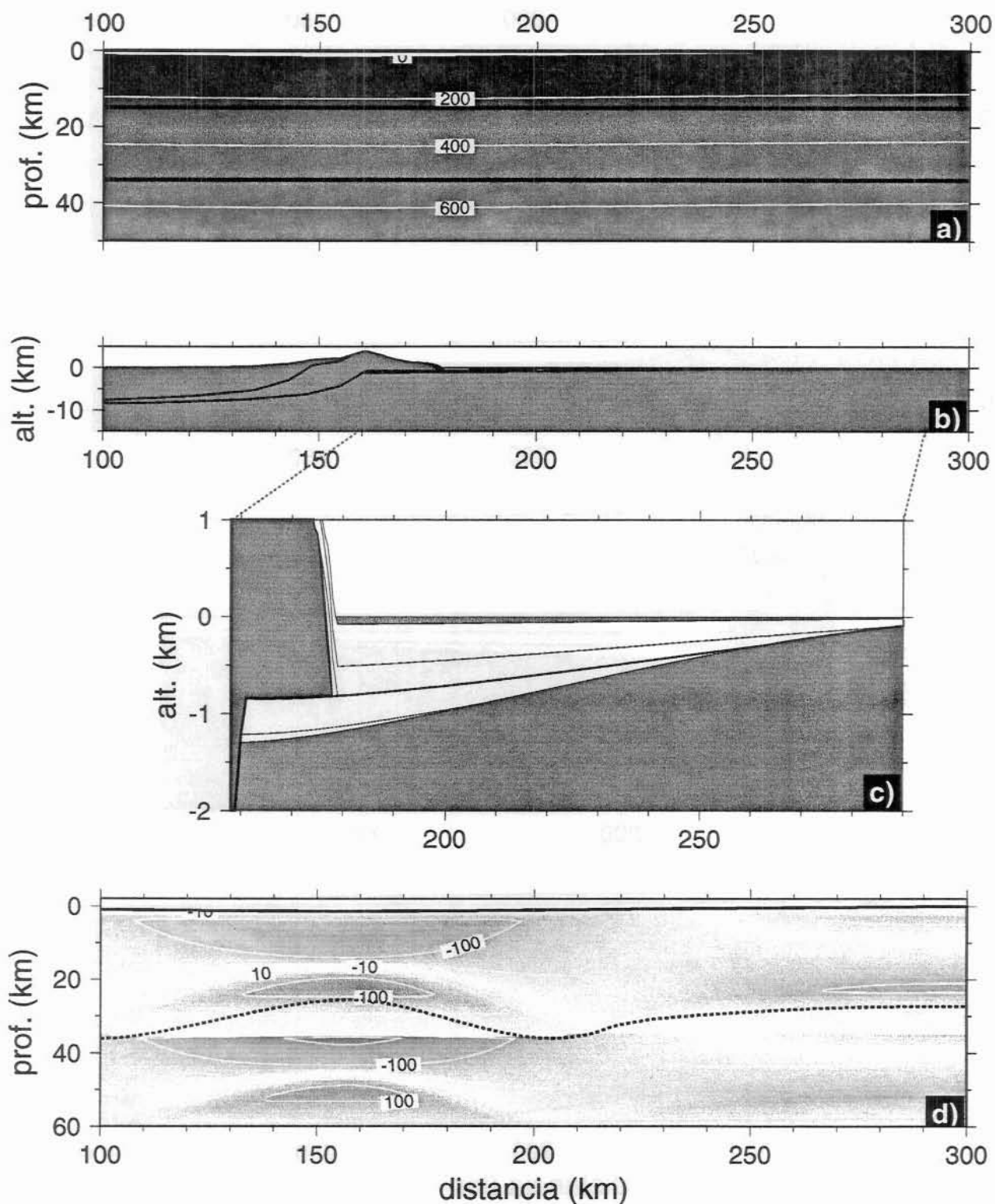


Fig. 3-17.- Modelo de formación de cuenca de antepaís en una placa continental elastoplástica. (a) Distribución de temperaturas (líneas blancas, en °C), espesor cortical y espesor de la corteza superior (líneas negras) que se han asumido. (b) Sección final del orógeno y la cuenca. (c) Detalle de la región de la cuenca. Escala vertical exagerada. (d) Distribución de esfuerzos (líneas blancas, en MPa; los tonos rojos indican compresión, los azules extensión) y de espesor elástico (línea a trazos) resultantes. Se ha asumido que la corteza y el manto están desacoplados.

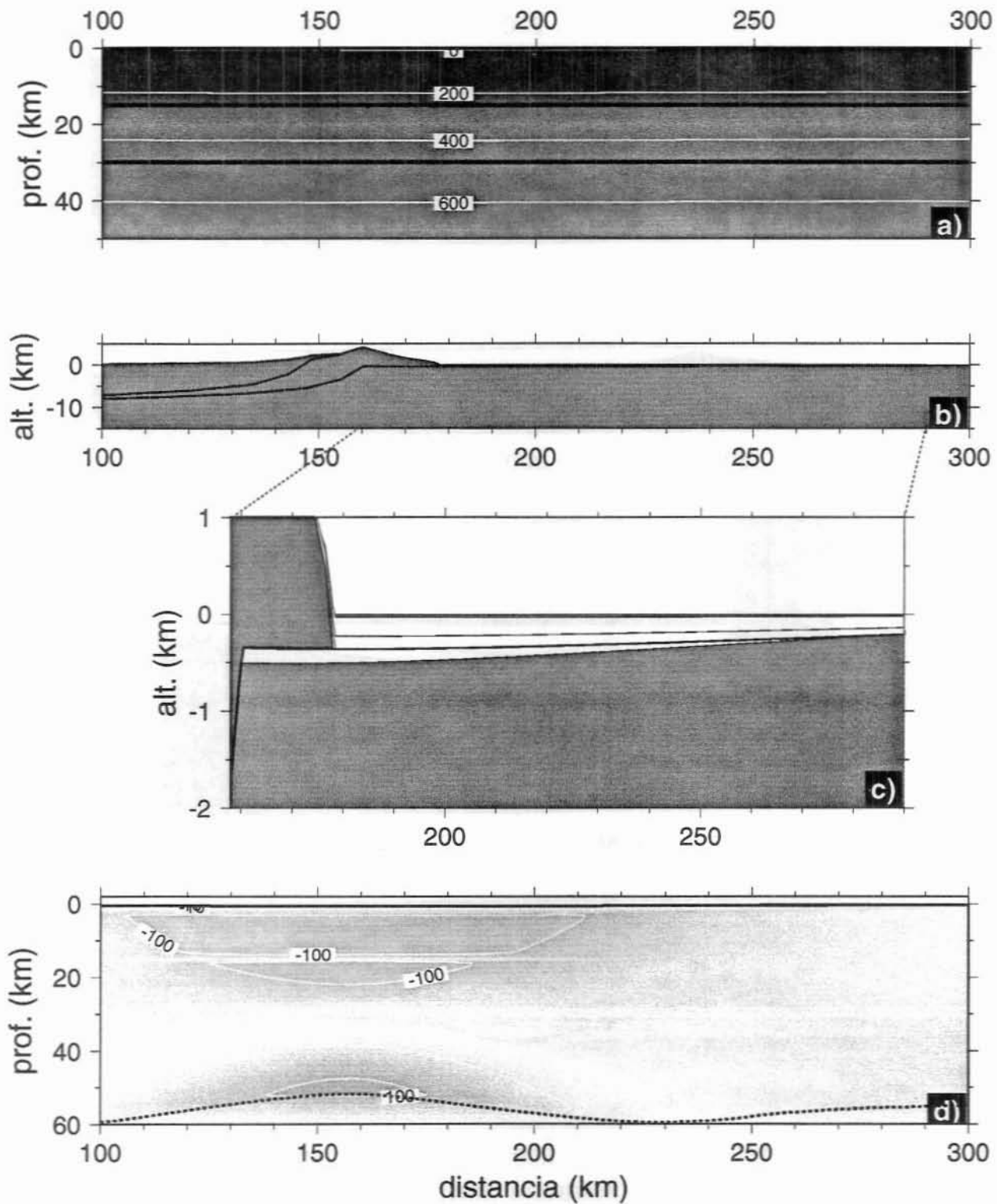


Fig. 3-18.- Modelo igual al de la Fig. 3-17 pero asumiendo una corteza 4 km más delgada, lo que aumenta la resistencia en el manto litosférico e impide el desacoplamiento mecánico entre corteza y manto. La distribución de esfuerzos se ve considerablemente afectada. El espesor elástico sufre un considerable aumento debido al acoplamiento, lo cual conlleva el ensanchamiento de la cuenca. Misma leyenda que en la Fig. 3-17.

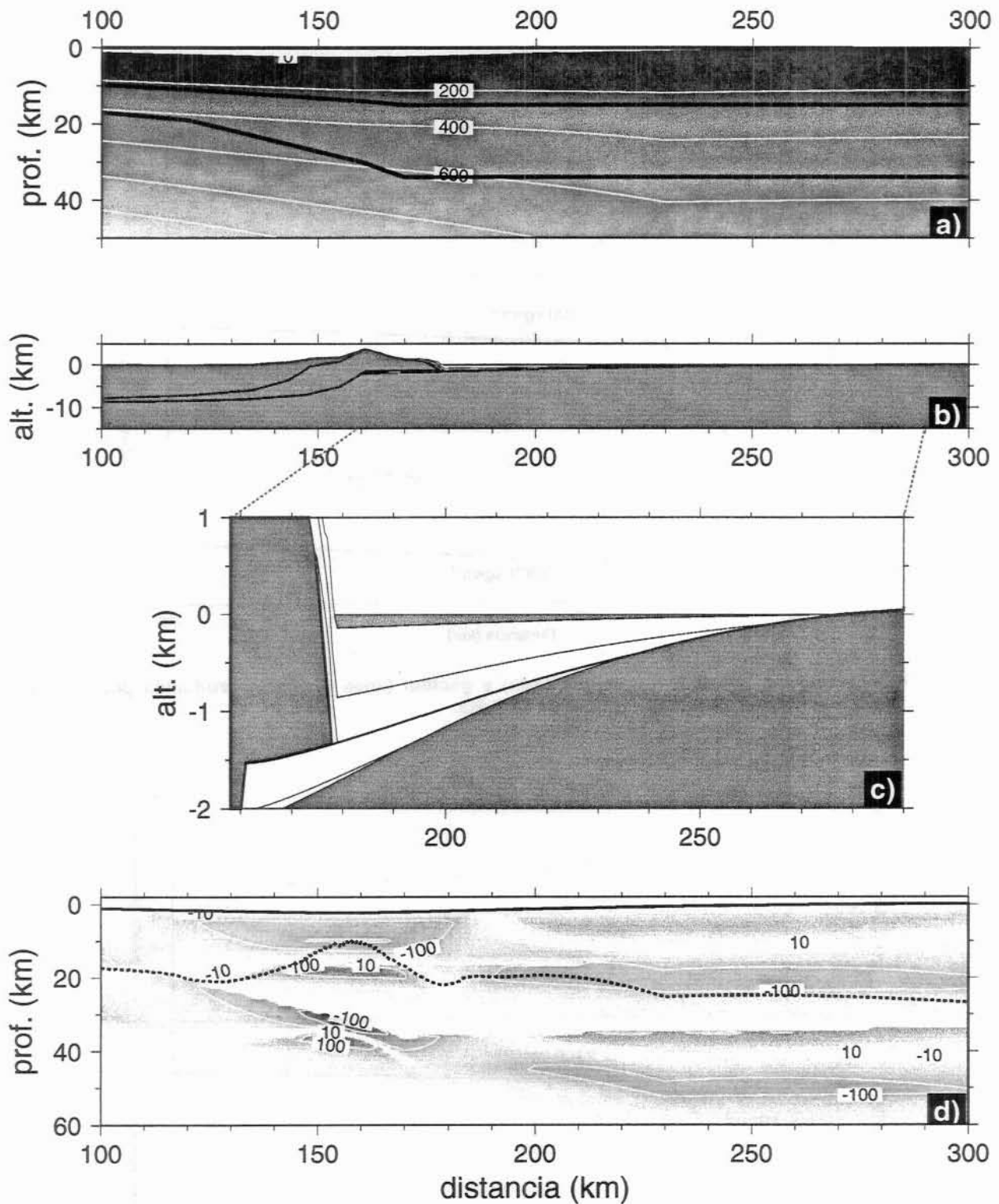


Fig. 3-19.- Modelo igual al de la Fig. 3-17 pero asumiendo una distribución de temperaturas y un espesor cortical lateralmente variables simulando la existencia de un paleomargen (a). Se asume desacoplamiento entre corteza y manto. La cuenca se estrecha en relación al modelo de la Fig. 3-17 debido a la disminución del  $T_e$  causada por el adelgazamiento litosférico. Misma leyenda que en la Fig. 3-17.

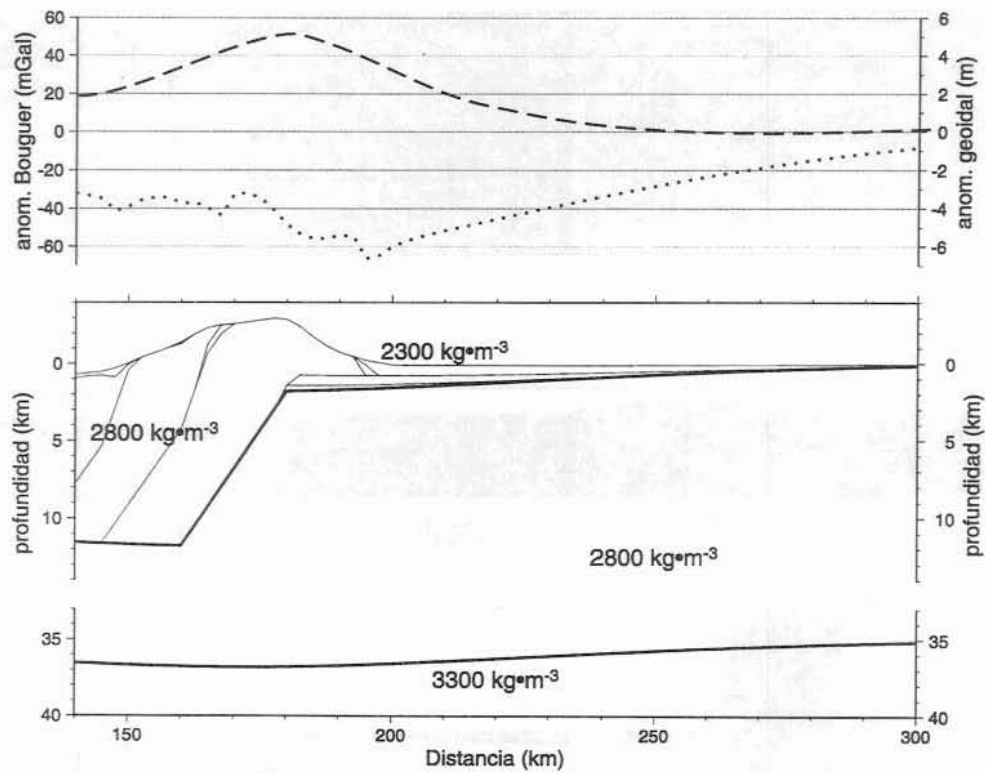


Fig. 3-20.- Anomalías gravitatoria (línea punteada) y geoidal (línea a trazos) producida por un modelo sintético de formación de cuenca de antepaís en  $t=15 \text{ Ma}$ .

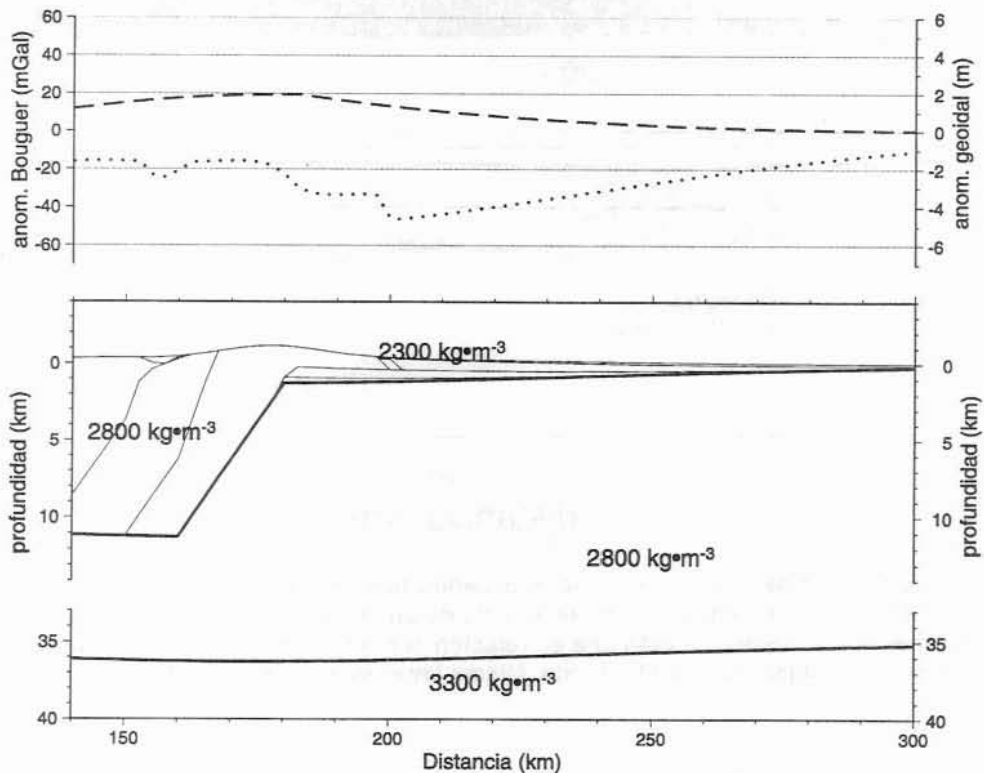


Fig. 3-21.- Anomalías gravitatoria (línea punteada) y geoidal (línea a trazos) producida en el modelo sintético de la Fig. 3-20 tras 5 Ma de etapa post-orogénica ( $t=20 \text{ Ma}$ ) en la que sucede erosión superficial.

### **Anomalías gravimétrica y geoidal**

Como aplicación del cálculo de las anomalías del campo gravitacional se presenta un ejemplo sintético de formación de cuenca de antepaís similar a los propuestos en este mismo capítulo. El orógeno se forma, en este ejemplo, como consecuencia del apilamiento de tres unidades cabalgantes de 10 km de grosor con una velocidad de acortamiento de 4 mm/a. Dichas unidades inician el desplazamiento en los instantes  $t=0$ , 5 y 10 Ma respectivamente, y los sedimentos depositados en las cuencas adyacentes son marcados cada 5 Ma.

Los resultados del modelo al final de la fase orogénica ( $t=15$  Ma; Fig. 3-20) indican que la anomalía gravimétrica de Bouguer tiene signo negativo a lo largo de todo el perfil que tiende progresivamente a cero al alejarse del eje del orógeno. Los mínimos (en torno a -50 mGal) se encuentran, de hecho, bajo los extremos de las cuencas que colindan con el orógeno, quedando más pronunciados cuanto más tiempo ha transcurrido de la fase post-orogénica (Fig. 3-21) debido a la erosión superficial. Estos resultados son independientes de que las cuencas estén o no colmatadas de sedimentos.

La anomalía de altura geoidal, por el contrario, es de signo positivo en todo el perfil y tiende a anularse en los extremos del modelo. El máximo (de casi 5 m) coincide aproximadamente con el máximo topográfico y con el límite superior de la última rampa de cabalgamiento.

Comparando las Figs. 3-20 y 3-21 puede observarse que la magnitud de las anomalías gravimétrica y geoidal está en relación directa con la topografía resultante, lo que coincide a grandes rasgos con lo obtenido asumiendo isostasia local (Haxby & Turcotte, 1978).

Estas características son generales al modelo de formación de cuencas de antepaís desarrollado en este trabajo, en el que no han sido tenidos en cuenta otros mecanismos de redistribución de masa como la subducción o la deformación en la corteza inferior y el manto litosférico. La aparición de anomalías de signo contrario a los descritos anteriormente es inexplicable desde el punto de vista de la principal aproximación realizada en la modelización: la formación de carga por engrosamiento cortical mediante el apilamiento de cabalgamientos. Por tanto, la existencia de anomalías de geoide negativas bajo un orógeno implica la existencia de procesos importantes más profundos que los tenidos en cuenta en el modelo que se ha descrito. La anomalía geoidal observada en los Pirineos, por ejemplo, alcanza entre +3 y +4 m, lo cual concuerda a *grosso modo* con el modelo expuesto. La cordillera Bética, sin embargo, está dominada por un mínimo relativo de hasta -4 m (en relación a la anomalía observada en el Macizo Ibérico), de signo contrario al predicho por el modelo.

### **3.4 Discusión y conclusiones**

En el presente capítulo se ha mostrado la capacidad del modelo numérico 2D para reproducir tanto el comportamiento flexural de la litosfera como la geometría a gran escala de



los sedimentos de una cuenca de antepaís. Se ha puesto especial énfasis en la integración en un mismo modelo de diferentes aproximaciones del emplazamiento de la carga, de los procesos superficiales y de la respuesta mecánica de la litosfera.

La geometría, a escala, del relleno sedimentario de las cuencas de antepaís regional está relacionada con las propiedades reológicas de la litosfera. En los ejemplos que se han mostrado, la geometría de los sedimentos varía en función del modelo reológico de placa delgada que se adopte. En ausencia de variaciones eustáticas del nivel del mar, el modelo de placa elástica predice que la posición horizontal de cada unidad sedimentaria está controlada principalmente por la posición de las cargas/mantos de corrimiento. Los modelos de placa viscoelástica y elastoplástica, en cambio, predicen que la relajación de los esfuerzos y la evolución de la curvatura de la placa pueden ser factores igualmente importantes. El modelo elástico, en un contexto de propagación de los cabalgamientos hacia el antepaís, sólo puede explicar el solapamiento de las unidades sedimentarias en la misma dirección (*onlap*), mientras que los modelos de placa viscoelástica y elastoplástica permiten que, en el mismo contexto, las unidades puedan retroceder (alejarse del antepaís disponiéndose en *offlap*).

Tanto en una placa litosférica continental como en una placa oceánica, el régimen térmico y los parámetros reológicos son los principales factores que determinan la respuesta mecánica de la litosfera cuando ésta es sometida a una carga. En la litosfera continental, sin embargo, debe añadirse un tercer factor, el grosor cortical, que modifica de forma importante el perfil de resistencia y permite invocar un posible desacoplamiento mecánico entre manto y corteza. En el caso particular de la flexión producida en una cuenca de antepaís, esto supone que la geometría de la cuenca y de su relleno sedimentario está controlada por la estratificación de la resistencia en la litosfera. Estos aspectos no pueden ser tenidos en cuenta con los modelos de placa elástico y viscoelástico, y sí por el modelo elastoplástico.

El efecto de la fuerza tectónica horizontal sobre la flexión de la litosfera no es negligible. Valores de  $10^{13}$  N/m pueden modificar la deflexión de una placa elástica en más de un 10 por ciento. Utilizando los modelos de placa más realistas, el efecto de la fuerza horizontal se acentúa, tanto en el caso del modelo elastoplástico (porque el esfuerzo añadido debilita la placa) como en el viscoelástico (porque la fuerza mantenida desde el exterior del modelo produce una deformación continua). Es conveniente, por tanto, tener en cuenta esta fuerza en la aplicación de un modelo de flexión.

La utilización de cargas de geometría arbitraria creadas por la propagación de cabalgamientos, en lugar de simples bloques en movimiento, puede ayudar a comprender mejor la evolución de la cuenca. Mediante este tipo de cargas, por ejemplo, se han podido generar cuencas *piggy-back* cuyos sedimentos pueden alcanzar levantamientos importantes. Otros parámetros, como la altitud inicial de la placa (la altitud inicial del antepaís) tienen un efecto importante sobre la geometría final de la cuenca y sobre el origen marino o continental de sus sedimentos.



## 4. MODELO NUMÉRICO 3D

*tao3D* es el nombre del programa desarrollado para la modelización de cuencas de antepaís en tres dimensiones. Ha sido programado en ANSI C bajo el sistema operativo AIX (Unix de IBM).

Los procesos que intervienen en este modelo son calculados en planta (en el plano horizontal), mientras que los cambios que afectan a la componente vertical del modelo (las variaciones de grosor de las unidades y la subsidencia) son función de los resultados de dicho cálculo. La denominación '3D' responde por tanto a la imagen final que el modelo proporciona del sistema orógeno-cuenca, y no al número de variables espaciales independientes de las ecuaciones involucradas.

La estructura de este capítulo es similar a la del anterior. En primer lugar se describe el método seguido para el cálculo de la flexión y del emplazamiento de la carga con las respectivas parametrizaciones de ambos procesos. Posteriormente, se mostrarán los resultados obtenidos para diversos casos sintéticos de formación de cuencas de antepaís.

### 4.1 Cálculo de la flexión

#### 4.1.1 Técnicas empleadas

La mayor parte del tiempo de cálculo que requiere el programa es invertido en resolver las ecuaciones diferenciales de flexión elástica y viscoelástica con dos variables. La técnica numérica empleada, como en el caso del programa *tao2D*, ha sido la de diferencias finitas. La discretización de dichas ecuaciones en una malla regular de  $N_x$  por  $N_y$  nodos se lleva a cabo substituyendo los diferenciales de las variables por incrementos finitos, resultando una relación lineal entre el valor de la incógnita en cada nodo ( $i, j$ ) y su valor en los nodos contiguos. La matriz  $A$  de los coeficientes de esas relaciones lineales entre las incógnitas  $x$  y el vector  $b$  de los términos independientes cumple la siguiente ecuación matricial:

$$A \cdot x = b$$

donde  $x$  es el vector incógnita (la deflexión  $w$  en cada nodo para la ecuación elástica; la velocidad de subsidencia  $dw/dt$  para la ecuación viscoelástica) y  $b$  es el término independiente (la carga en el caso elástico; la fuerza neta vertical dividida por el tiempo de relajación en el caso viscoelástico). La matriz  $A$  de coeficientes, producto de la discretización de la ecuación diferencial, es común a cualquier cálculo numérico de flexión de placa delgada con dos variables (en planta):

Notación empleada:

$i, j$  = fila (desde 1 a  $N_y$ ) y columna (1 a  $N_x$ ) en la malla de discretización  
 fila =  $i + j \cdot N_y$  (número de fila en la matriz de coeficientes)  
 $D_0$  =  $D[i][j]$  (rigidez en  $i, j$ )  
 $D_x$  =  $D[i][j+1] - D[i][j-1]$  (derivada en  $x$  de la rigidez en  $i, j$ )

$Dy = D[i-1][j] - D[i+1][j]$  (derivada en y de la rigidez en i,j)  
 $Dx2 = D[i][j+1] - 2 \cdot D[i][j] + D[i][j-1]$  (derivada segunda en x)  
 $Dy2 = D[i-1][j] - 2 \cdot D[i][j] + D[i+1][j]$  (derivada segunda en y)  
 $Dxy = D[i-1][j+1] - D[i+1][j+1] - D[i-1][j-1] + D[i+1][j-1]$   
 $Fx, Fy, Fxy$  = Componentes del tensor de fuerzas tectónicas externas horizontales aplicadas a la placa.  
 $\nu$  = módulo de Poisson  
 $q[i][j]$  = carga en el nodo i,j

A cada nodo i,j le corresponde una fila de coeficientes en la matrix cuyos valores se listan a continuación para  $i=1,2,Ny-1,Ny$  y  $j=1,2,Nx-1,Nx$  (los coeficientes no explicitados son nulos):

| Nodo de la malla asociado | Elemento de la matriz | Valor  |
|---------------------------|-----------------------|--|
| i,j-2                     | A[filas][fila-2·Ny]   | +D0/dx4 -2·Dx/4/dx4  |
| i-1,j-1                   | A[filas][fila-Ny-1]   | +2·D0/dx²/dy² -2·Dx/4/dx²/dy² +2·Dy/4/dx²/dy² -2·(1-ν)·Dxy/16/dx²/dy² +Fxy/4/dx/dy                                   |
| i,j-1                     | A[filas][fila-Ny]     | -4·D0/dx⁴ -4·D0/dx²/dy² +Dx/dx4 +Dx2/dx4 +ν·Dy2/dx²/dy² +Dx/dx²/dy² -Fx/dx²  |
| i+1,j-1                   | A[filas][fila-Ny+1]   | +2·D0/dx²/dy² -2·Dx/4/dx²/dy² -2·Dy/4/dx²/dy² +2·(1-ν)·Dxy/16/dx²/dy² -Fxy/4/dx/dy                                   |
| i-2,j                     | A[filas][fila-2]      | +D0/dy⁴ +2·Dy/4/dy4  |
| i-1,j                     | A[filas][fila-1]      | -4·D0/dy⁴ -4·D0/dx²/dy² -Dy/dy⁴ +Dy2/dy⁴ +ν·Dx2/dx²/dy² -Dy/dx²/dy² -Fy/dy²  |
| i,j                       | A[filas][fila]        | +6·D0/dx⁴ +6·D0/dy⁴ +8·D0/dx²/dy² -2·Dx2/dx⁴ -2·Dy2/dy⁴ -2·ν·Dy2/dx²/dy² -2·ν·Dx2/dx²/dy² +2·Fx/dx² +2·Fy/dy² +Krest |
| i+1,j                     | A[filas][fila+1]      | -4·D0/dy⁴ -4·D0/dx²/dy² +Dy/dy⁴ +Dy2/dy⁴ +ν·Dx2/dx²/dy² +Dy/dx²/dy² -Fy/dy²  |
| i+2,j                     | A[filas][fila+2]      | +D0/dy⁴ -2·Dy/4/dy⁴  |
| i-1,j+1                   | A[filas][fila+Ny-1]   | +2·D0/dx²/dy² +2·Dx/4/dx²/dy² +2·Dy/4/dx²/dy² +2·(1-ν)·Dxy/16/dx²/dy² -Fxy/4/dx/dy                                   |
| i,j+1                     | A[filas][fila+Ny]     | -4·D0/dx⁴ -4·D0/dx²/dy² -Dx/dx⁴ +Dx2/dx⁴ +ν·Dy2/dx²/dy² -Dx/dx²/dy² -Fx/dx²  |
| i+1,j+1                   | A[filas][fila+Ny+1]   | +2·D0/dx²/dy² +2·Dx/4/dx²/dy² -2·Dy/4/dx²/dy² -2·(1-ν)·Dxy/16/dx²/dy² +Fxy/4/dx/dy                                   |
| i,j+2                     | A[filas][fila+2·Ny]   | +D0/dx⁴ +2·Dx/4/dx⁴  |

Término independiente:  
 Elástico:  $b[filas] = q[i][j]$   
 Viscoelástico:  $b[filas] = (q[i][j] - w[i][j] \cdot Krest) / \tau$

Tal como es inherente al método de las diferencias finitas, las relaciones anteriores no sirven en los límites del dominio de modelización (filas  $i = 1, 2, Ny-1, Ny$ ; columnas  $j = 1, 2, Nx-1, Nx$ ), por lo que se requiere una condición de contorno para cada uno de los nodos afectados. Como en el modelo 2D, si se toman unos límites del dominio lo suficientemente alejados de las cargas, entonces se podrán aplicar unas condiciones de contorno sencillas. En todos los ejemplos mostrados en este trabajo se ha impuesto como condición de contorno un valor nulo de la curvatura y de la pendiente de la deflexión en la dirección perpendicular al contorno. La deflexión en el contorno del dominio, por tanto, no está predeterminada, sino que varía en función de la distribución de la carga  $q(x,y)$ .

Para la resolución de la matriz resultante se ha utilizado el método de eliminación de Gauss-Jordan, triangulándola en un primer paso (Press *et al.*, 1990). La matriz es más compleja que en el modelo 2D pues está dispuesta en banda con 5 bloques de diagonales intercalados por bloques de ceros, lo que alarga el tiempo de resolución. Por otro lado, las dimensiones de la

matriz son  $N_x \cdot N_y$  filas por  $4 \cdot N_y + 2$  columnas, esto es, más de  $4N_y^2 N_x$  celdas. Esto supone que con una malla de discretización de 121x121 nodos se requieren 57 Mbytes de memoria RAM sólo para resolver la ecuación de flexión. Con un procesador modelo IBM-3CT Pow2 (232 Mflops), la resolución de ese sistema tarda alrededor de 7 minutos, lo que supone la mayor parte del tiempo invertido para cada intervalo de tiempo del modelo.

### 4.1.2 Parametrización

Para comprobar el buen funcionamiento de la resolución del sistema de ecuaciones asociado a la ecuación diferencial de flexión, se han comparado los resultados del modelo desarrollado en este trabajo con los de diversas soluciones analíticas, con los resultados del modelo 2D, y con los resultados de van Wees & Cloetingh (1994). Estos autores desarrollan un modelo de flexión de placa elástica 3D y muestran la deflexión obtenida con una carga puntual y una carga lineal. Los resultados obtenidos por van Wees & Cloetingh (1994) son reproducidos satisfactoriamente con el programa *tao3D* (Fig. 4-1). La solución analítica correspondiente a una carga puntual de  $4 \cdot 10^5$  TN que descansa sobre una placa elástica de  $T_e = 20$  km predice una deflexión máxima bajo la carga de  $w = 1246$  m, muy próxima a los 1269 m que predice el modelo numérico (Fig. 4-1) y a los 1286 m obtenidos por van Wees & Cloetingh (1994). Asimismo, la deflexión producida por una carga lineal de 1 TN/m es máxima bajo la zona central de la carga (315.2 m), ajustándose a los resultados obtenidos por dichos autores.

Un aspecto interesante de los resultados de la parametrización mostrada en la Fig. 4-1 es comprobar que, al variar el espesor elástico manteniendo la fuerza externa (comparar paneles A y B), la deflexión varía en magnitud y extensión, pero el volumen total de la deflexión permanece constante.

## 4.2 Cálculo de la carga, la erosión y la sedimentación

### 4.2.1 Técnicas empleadas

#### **Definición de fallas y formación de láminas cabalgantes**

El cálculo de la deformación producida por el movimiento de mantos de corrimiento es muy similar al modelo 2D. Para definir un manto de corrimiento se requiere la profundidad de la falla asociada al mismo, la velocidad de desplazamiento (componentes  $x$  e  $y$ ) y la densidad del bloque superior. El grosor de la unidad correspondiente a dicho bloque, medido en dirección vertical, se conserva con el desplazamiento (Fig. 4-2). En los ejemplos mostrados en este trabajo, el acortamiento tiene lugar siempre a lo largo de una de las fallas presentes (todos los mantos de corrimiento tienen la misma velocidad).

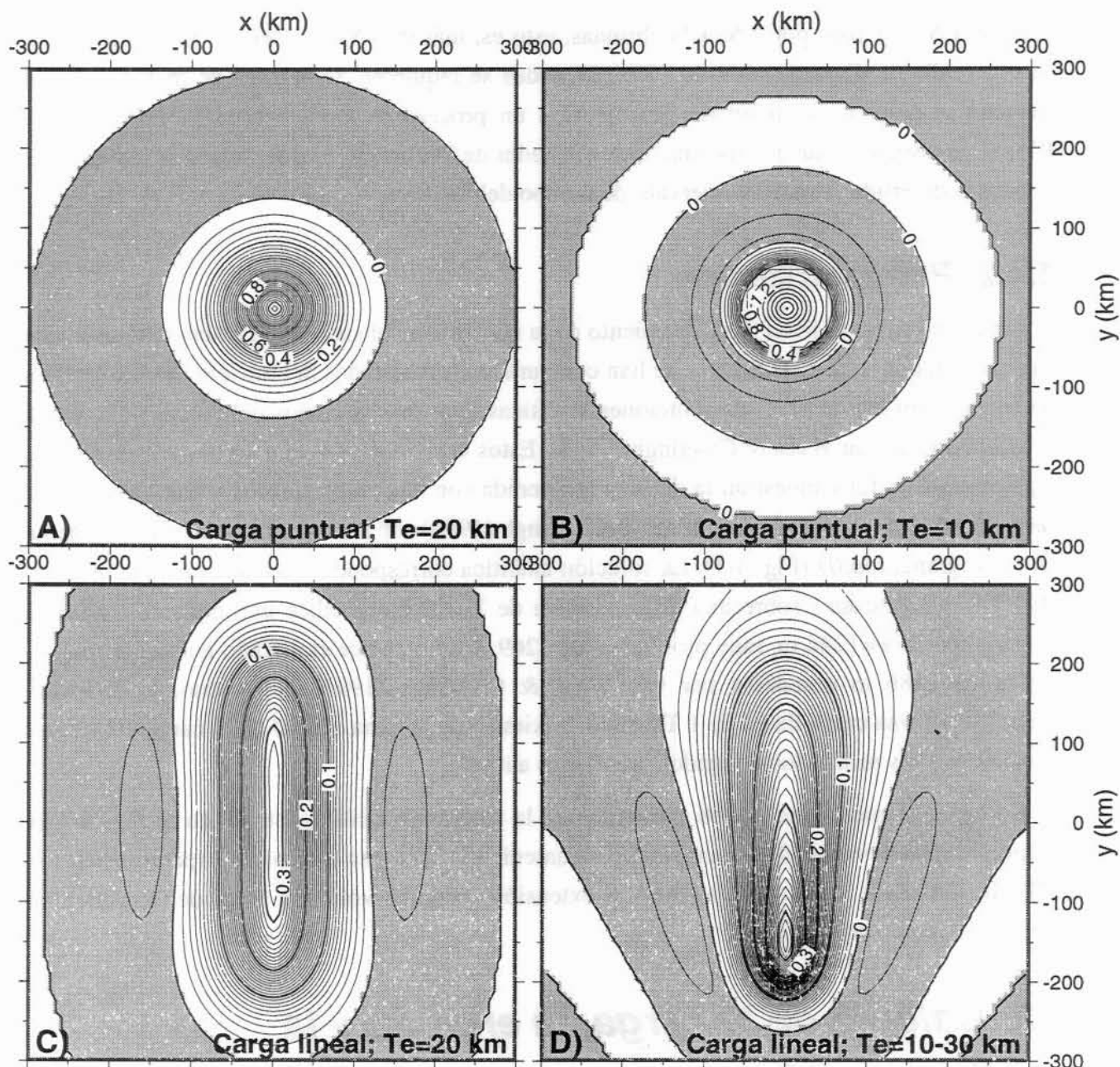


Fig. 4-1.- A) Deflexión producida por una carga puntual de  $4 \cdot 10^5$  TN situada en el origen de coordenadas sobre una placa elástica de espesor  $T_e = 20$  km; B) Mismo caso que A) con  $T_e = 10$  km; C) Deflexión producida por una carga lineal de 1 TN/m, situada en  $x=0$  entre  $y=-200$  km e  $y=+200$  km, con  $T_e = 20$  km; y D) Mismo caso que C) con un espesor elástico que varía entre 10 km en  $y=-200$  km y 30 km en  $y=200$  km. Las deflexiones máximas resultantes son: A) 1269.1 m; B) 3671.7 m; C) 315.2 m; y D) 426.6 m. Las zonas que sufren elevación (*forebulges*) se muestran sombreadas.

### Deformación de los sedimentos

La aproximación adoptada para la deformación de los sedimentos que descansan sobre unidades móviles es ligeramente diferente a la del modelo 2D. En lugar de seccionar la unidad de sedimentos, se calcula la deformación dentro de la misma unidad, acomodándose el acortamiento en los nodos anteriores al frente de la carga (en éstos se duplica, aproximadamente, el grosor de la unidad de sedimentos). De esta forma, la velocidad de los sedimentos es cero sobre el basamento no deformado, mientras frente a los cabalgamientos se produce un engrosamiento de los mismos (Fig. 4-3).



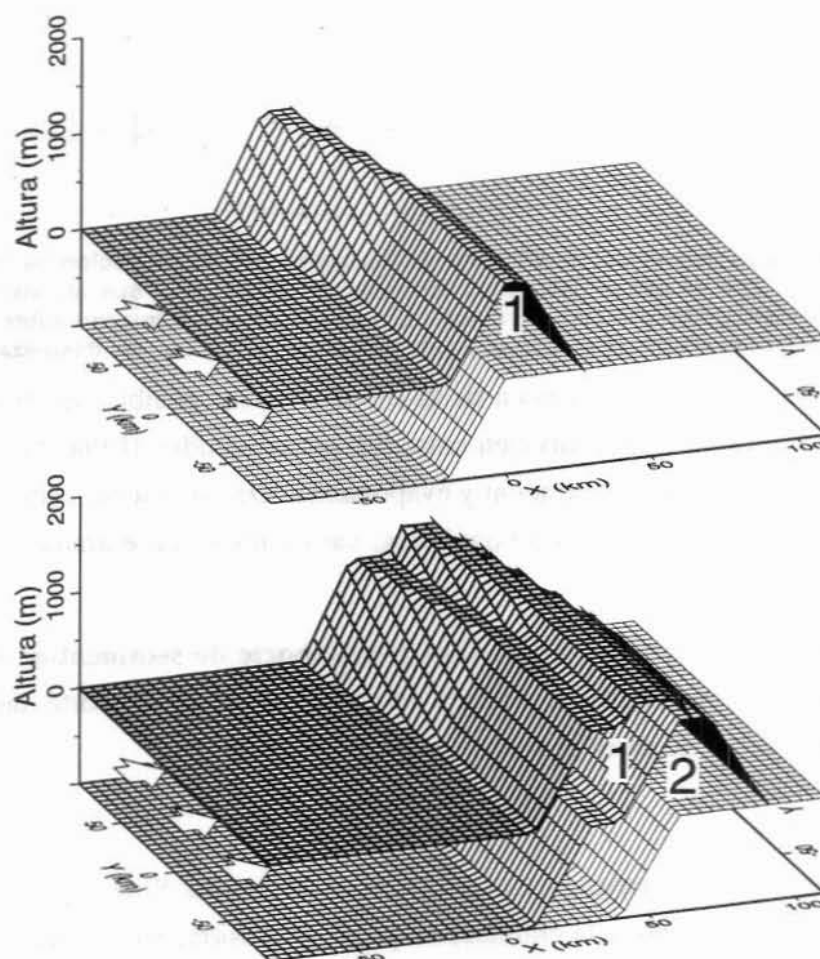


Fig. 4-2.- Ejemplo de deformación producida por acortamiento a lo largo de dos fallas que determinan las unidades (mantos de corrimiento) etiquetadas como 1 y 2. El desplazamiento en cada intervalo de tiempo debe corresponder a un número entero de nodos de la malla de discretización. Durante el movimiento de los mantos se conserva el grosor vertical de los mismos.

No se pretende modelizar la deformación de los sedimentos de forma más detallada debido a la baja resolución de la malla de discretización, impuesta por los requerimientos de memoria y de tiempo de cálculo del modelo. No tendría sentido hacerlo pues la deformación tiene lugar en unos pocos nodos.

### **Erosión, transporte y sedimentación**

Para el cálculo del transporte de sedimentos, es necesario determinar la red de drenaje superficial. Se ha discretizado la superficie topográfica en celdas que se transfieren el agua y los sedimentos que discurren por ellas siguiendo la máxima pendiente negativa. El modelo de procesos superficiales construido es similar al desarrollado por Beaumont *et al.* (1992) y Kooi & Beaumont (1994), utilizado también por Johnson & Beaumont (1995).

**Determinación de la red de drenaje:** Para aplicar el modelo de reacción entre capacidad y transporte de sedimentos, es necesario conocer la descarga (caudal de agua en  $\text{m}^3/\text{s}$ ) en cada nodo de la malla de discretización (ver sección 2.4.3). Recorriendo los nodos de la malla en orden decreciente de altitud topográfica, se computan las entradas y salidas de agua de cada uno



Fig. 4-3.- Esquema que muestra el movimiento de las cargas y la deformación de los sedimentos. Cuando una nueva falla se activa (izda.), las unidades de sedimentos que atraviesa acumulan el acortamiento delante del frente del nuevo manto. Los sedimentos que quedan sobre los mantos de corrimiento adquieren la misma velocidad que éstos; el resto permanece sin desplazarse (dcha.).

de ellos: Las entradas de agua provienen de la lluvia y de las posibles aportaciones de nodos contiguos (Fig. 4-4); las salidas se dividen entre las aguas vertidas al más bajo de los 8 nodos circundantes y las pérdidas por infiltración y evaporación. De este modo, cada nodo tiene, salvo en los máximos y mínimos relativos topográficos, varios nodos de entrada y un sólo nodo de salida.

**Determinación de la erosión, deposición y transporte de sedimentos:** En función de la descarga de agua y la pendiente se calcula la capacidad de transporte de sedimentos en equilibrio  $q_f^{eq}$  que tiene el río en cada nodo (ver sección 2.4.3):

$$q_f^{eq} = -K_f \cdot D_w \cdot \text{pendiente}$$

donde  $K_f$  es el coeficiente de transporte y  $D_w$  la descarga de agua. Si la capacidad es mayor que la carga de sedimentos transportada entonces se produce erosión; en caso contrario se produce sedimentación. La cantidad de material erosionado o sedimentado  $\Delta q_f$  es proporcional a la diferencia entre el flujo de masa transportada  $q_f$  y la capacidad de transporte en equilibrio, según la ecuación de reacción de primer orden

$$\Delta q_f = (q_f - q_f^{eq}) / l_f \cdot \Delta l$$

donde  $\Delta l$  es la distancia recorrida entre las dos celdas ( $\Delta x$ ,  $\Delta y$ , o  $(\Delta x^2 + \Delta y^2)^{1/2}$  en función de la dirección en que se produzca el transporte). El espesor de sedimentos depositados es

$$\Delta h = -\Delta q_f \cdot (\rho \cdot \Delta x \cdot \Delta y)^{-1} \cdot \Delta t$$

En cada celda, el agua y los sedimentos que no han sido depositados son transmitidos a la celda de salida, de forma que el balance de agua transferida resulta:

$$D_w = \sum_{\text{celdas inferiores}} D_w + \text{lluvia} - \text{pérdidas}$$

y el balance de masa transferida:

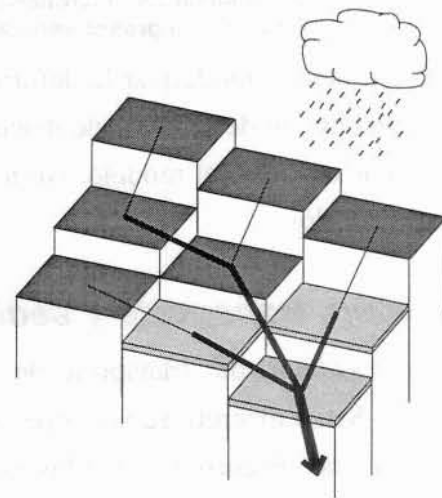


Fig. 4-4.- La red de drenaje determina el recorrido del agua superficial (procedente de la lluvia) y los sedimentos transportados por ésta. Cada celda transfiere a la celda contigua de la que le separa una mayor pendiente. El sombreado claro corresponde a sedimentos; el oscuro a roca madre.



$$q_f = \sum_{\substack{\text{celdas} \\ \text{inferentes}}} q_f + \text{erosión} - \text{sedimentación}$$

Cuando un río alcanza el nivel del mar, se asume que la capacidad de transporte es nula, de forma que los sedimentos son depositados con una tasa que decrece exponencialmente con la distancia a la desembocadura. Los nodos del contorno del dominio actúan como sumideros de agua y sedimentos del modelo cuando no tienen ningún nodo circundante a menor altura.

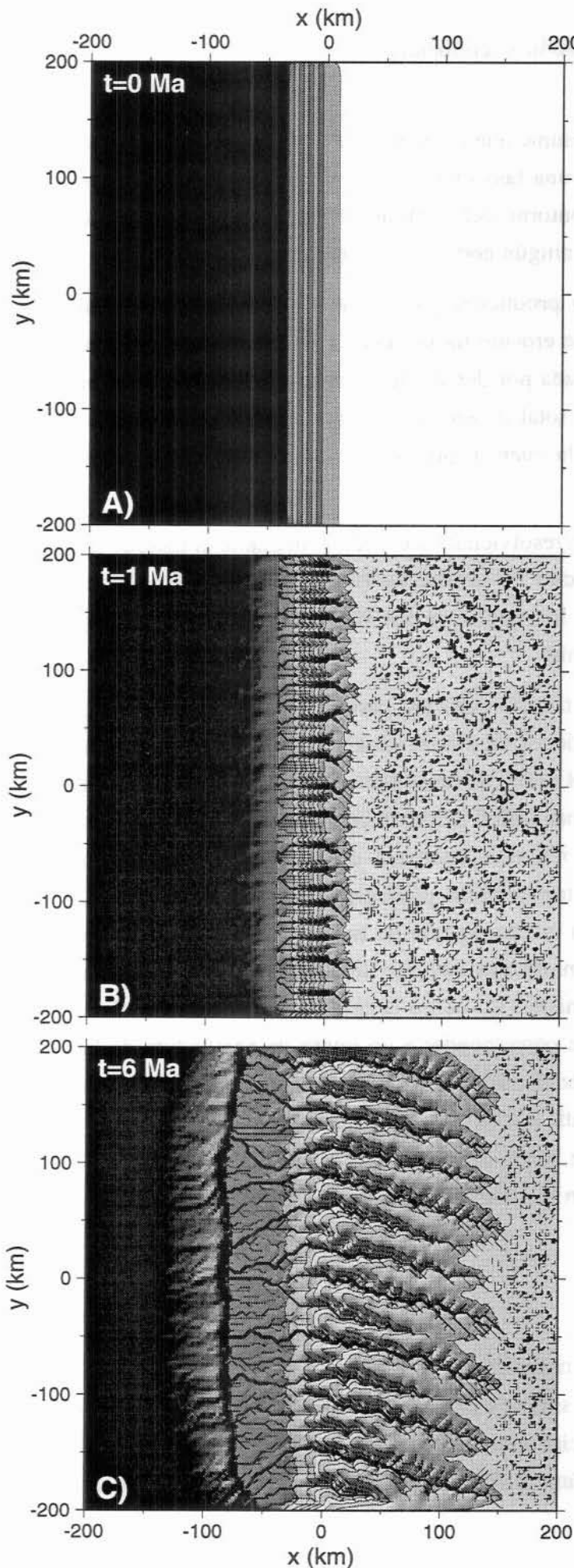
El perfil distancia-altitud de un río típico producido por el modelo muestra una zona superior en la que se produce fundamentalmente erosión hasta llegar a saturar la capacidad de transporte del agua. Una segunda zona está situada por debajo de la anterior, caracterizada por el predominio del transporte y la ausencia casi total de erosión y sedimentación. Finalmente, cuando el río alcanza las zonas más bajas de la cuenca, predomina la sedimentación de los materiales transportados.

**Difusión:** El transporte difusivo es calculado resolviendo la ec. (2-3) mediante el método de las diferencias finitas y con un esquema explícito de resolución (Press *et al.*, 1990). Como condición de contorno se ha asumido que en los nodos de los límites del modelo no hay transporte entre el exterior y el interior del dominio.

Por motivos de estabilidad, el intervalo de tiempo utilizado para el cálculo de la erosión, sedimentación y transporte de sedimentos (alrededor de 20000 años) es unas 50 veces menor que el utilizado para el cálculo de la flexión (del orden de un millón de años). En relación con estas inestabilidades, uno de los problemas de más difícil solución es el de los lagos formados en los mínimos topográficos. Estos mínimos relativos aparecen como consecuencia de la deformación tectónica o de las irregularidades topográficas producidas por la sedimentación, por lo que conviene calcular estos procesos con un incremento de tiempo muy pequeño. Para solventar el problema de la deposición de los materiales que han sido transportados hasta un lago, es necesario determinar la extensión del mismo así como la celda a través de la cual se produce la evacuación del agua (esta celda debe corresponder a un punto de ensilladura de la topografía). También es necesario evitar que la deposición producida a lo largo de un río interrumpa el curso del mismo bloqueando el valle por el que discurre. En definitiva, se quiere destacar que el cálculo del transporte fluvial de materiales no es un problema trivial a nivel algorítmico y que este hecho se refleja no sólo en la complejidad del código del programa, sino también en el tiempo de cálculo requerido.

### 4.2.2 Parametrización

Para mostrar el efecto producido por los modelos de erosión y sedimentación se han utilizado dos topografías iniciales sintéticas con simetría 2D y simetría radial respectivamente. En el primer ejemplo (Fig. 4-5), la topografía inicial consiste en una línea de costa rectilínea que separa altitudes de hasta 2000 m ( $x > 0$  km) y profundidades de hasta -1000 m ( $x < -50$  km). No se



ha tenido en cuenta ningún reajuste isostático asociado a la redistribución de cargas. El efecto de la erosión y transporte fluvial sobre dicha topografía tras 1 y 4 Ma es mostrado en la Fig. 4-5. La precipitación (la parte de ella que entra a formar parte de la red de drenaje, no se consideran efectos de infiltración) es constante en todo el dominio ( $500 \text{ l} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ ) y las longitudes de escala de la sedimentación y sedimentación valen  $l_f=25 \text{ km}$  y  $l_s=100 \text{ km}$  respectivamente. La difusividad utilizada es  $\alpha=25 \text{ m}^2/\text{a}$ .

La región en que la red de drenaje aparece desorganizada en  $t=1 \text{ Ma}$  corresponde a la cima de la región elevada, todavía perfectamente plana porque aún no ha sido afectada por el retroceso de los valles hacia el Este. Aunque la topografía inicial es perfectamente uniforme lateralmente, las asimetrías aparecen en los primeros pasos del modelo como consecuencia de las pequeñas perturbaciones producidas por el error de cálculo numérico y por la aleatoriedad de la red de drenaje inicial (en la zona plana, la red es definida aleatoriamente). Estas perturbaciones condicionan la configuración inicial de la red de drenaje y por tanto la distribución inicial de la erosión y la sedimentación. La progresiva amplificación de estas asimetrías dando lugar a cuencas hidrográficas y valles muy incisivos es una muestra extrema de la no linealidad de los procesos superficiales modelizados. Un análisis preliminar de esta propiedad indica que aunque muy pequeñas perturbaciones del

Fig. 4-5.- Efecto del modelo de transporte fluvial sobre una topografía inicial sintética con simetría 2D para  $t=0, 1$  y  $4 \text{ Ma}$ .

relieve inicial o de los parámetros pueden provocar cambios substanciales en la configuración final de la red de drenaje (del curso de los ríos), sus características generales (p. e., el número de cuencas o las propiedades de escala) se mantienen. El efecto de las pequeñas perturbaciones iniciales es mucho menor, sin embargo, cuando el relieve se genera mediante mantos de corrimiento y se tiene en cuenta la compensación isostática, pues estos procesos, como se verá posteriormente, tienen un papel muy importante en la localización de la cuenca sedimentaria y por tanto en la organización de la cuenca hidrográfica.

En un segundo ejemplo (Fig. 4-6) se muestra el efecto que produce el modelo de transporte difusivo sobre una carga de forma cúbica. El coeficiente de transporte utilizado es intencionadamente elevado ( $\alpha=500 \text{ m}^2/\text{a}$ ) para exagerar el resultado. En la misma figura se muestra también el efecto producido sobre la misma superficie por el modelo de transporte fluvial, en el que se han utilizado los mismos parámetros que en el ejemplo de la Fig. 4-5. Ambos modelos producen transporte de material de las zonas elevadas a las zonas más bajas, pero el relieve resultante es muy distinto: mientras el transporte difusivo produce un suavizamiento de los cantos o zonas más curvadas de la superficie, el advectivo o fluvial tiende a producir un relieve muy abrupto. En la naturaleza y en los modelos que se muestran en este trabajo

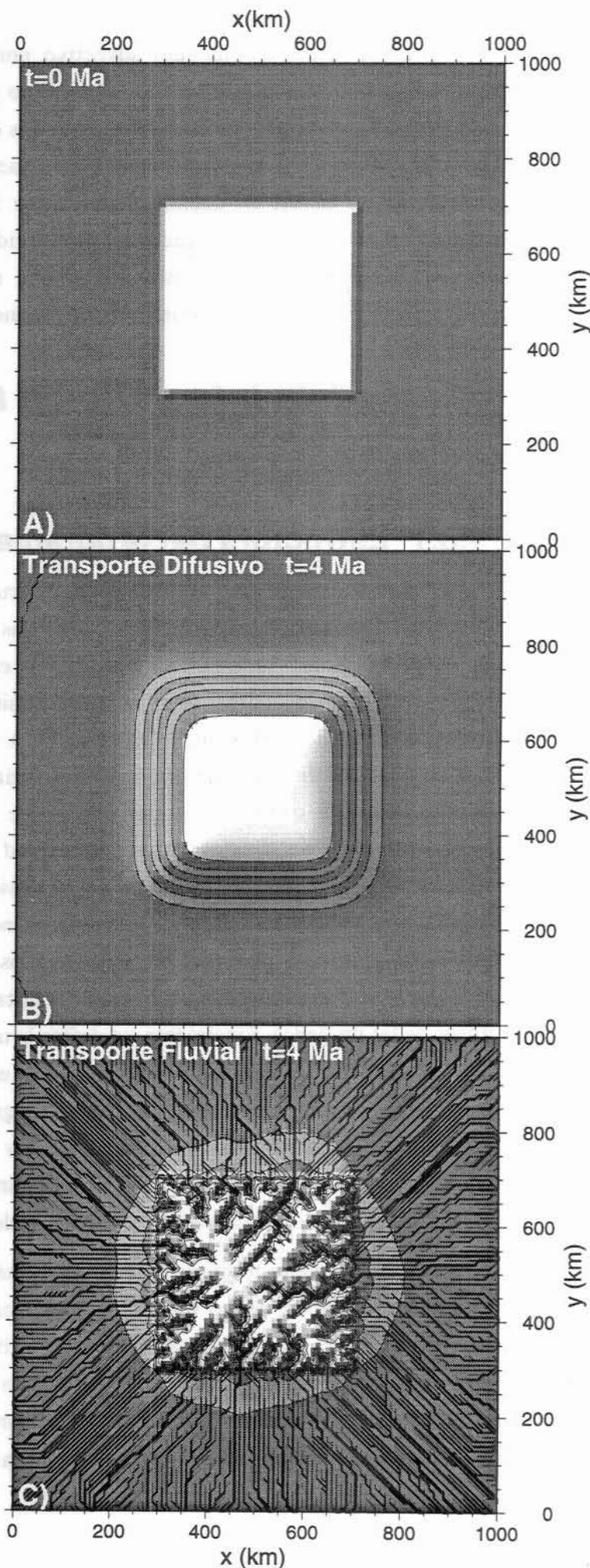


Fig. 4-6.- Efecto sobre un relieve inicial sintético de forma cúbica de 4000 m de altitud (A) tras 4 Ma según el modelo de transporte difusivo (B) y el de transporte fluvial (C). Líneas de contorno cada 500 m.



predomina el efecto del modelo advectivo porque el valor de la difusividad es en realidad mucho más bajo que el utilizado en el ejemplo y afecta por tanto a escalas de longitud mucho más pequeñas. Muchos autores utilizan valores de difusividad altos semejantes a los utilizados en la Fig. 4-5 (Flemings & Jordan, 1989) que están justificados porque las modelizaciones respectivas no tienen en cuenta el transporte fluvial y todo el transporte de masa entre el orógeno y la cuenca tiene que ser reproducido mediante el modelo difusivo. Los valores adoptados en este trabajo, entre uno y dos ordenes de magnitud menores, provienen de observaciones realizadas a pequeña escala (Johnson & Beaumont, 1995).

### **4.3 Modelo integrado de formación de cuencas de antepaís**

#### **4.3.1 Estructura del programa**

El modelo numérico de formación de cuencas de antepaís consiste en una serie de algoritmos que calculan los procesos descritos en el capítulo 2 en la forma descrita en las secciones anteriores. Para ello se discretiza la evolución de la cuenca en intervalos de tiempo constantes y se discretiza asimismo el dominio de la modelización y las variables que intervienen (carga, deflexión, topografía, etc.). El funcionamiento interno del programa está basado en la definición de un tipo de variable llamado *unidad* que aglutina todas las características de cada cuerpo poliédrico que compone el modelo. Estas unidades pueden desplazarse horizontalmente a una velocidad variable en el tiempo. La unidad inferior corresponde a la corteza no deformada y su posición horizontal permanece fija mientras que su desplazamiento vertical (subsistencia) corresponde a la deflexión calculada. Sobre esta unidad base se desplazan las unidades de carga (mantos de corrimiento) y se depositan las unidades de sedimentos. El perfil topográfico en cada instante queda determinado por la deflexión y el grosor de las unidades. Finalmente, se define la unidad de mar, cuyo grosor es calculado en cada punto y en cada instante como la diferencia entre la batimetría y el nivel del mar, que es considerado variable a lo largo del tiempo. El grosor de las unidades varía en cada nodo de la malla debido a la erosión, la sedimentación y a que se desplazan durante la evolución del modelo, y estas variaciones de grosor determinan un perfil de incremento de carga en cada instante. La deflexión producida por esta carga desplaza verticalmente todas las unidades.

La estructura del programa de cálculo numérico *tao3D* es muy semejante a la de *tao2D* y consiste básicamente en un bucle que repite para cada intervalo de tiempo el cálculo de la deformación y la carga, el transporte de sedimentos y la flexión isostática (Fig. 4-7). La deflexión producida en cada intervalo de tiempo producirá cambios en el perfil topográfico que influirán en la sedimentación y erosión. Estos procesos, a su vez, comportarán una distribución de carga/descarga que modificarán la flexión. La rutina principal del programa es casi idéntica a la del modelo 2D (pág. 45).

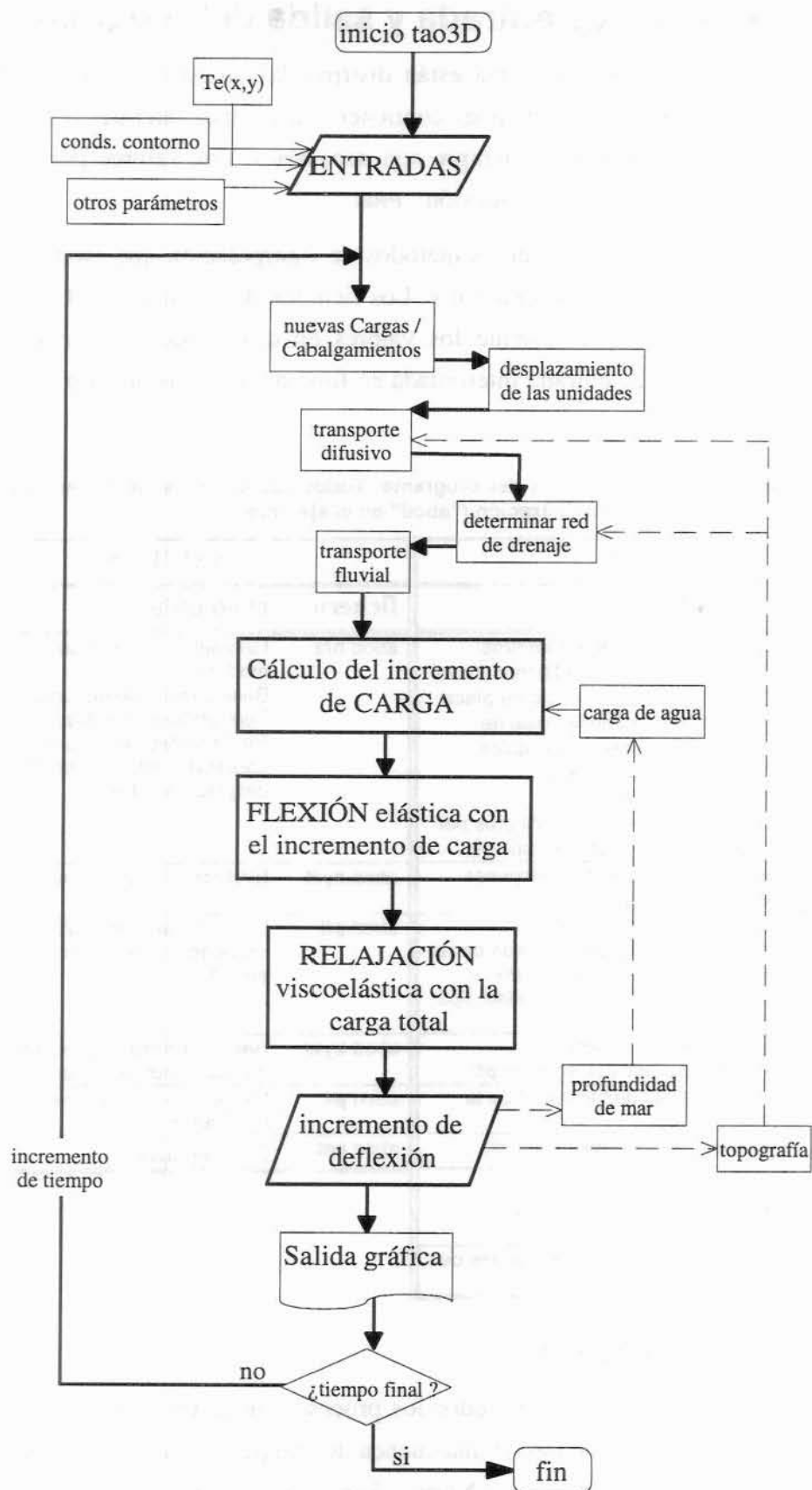


Fig. 4-7.- Diagrama de flujo simplificado del modelo numérico 3D. Las líneas continuas representan la dirección de flujo del programa; las líneas a trazos indican efectos de retroalimentación.

### 4.3.2 Parámetros de entrada y salida del programa

Las entradas y salidas del programa están distribuidas en varios ficheros (Tabla 4-1), la mayoría de los cuales son opcionales pues contienen variaciones laterales o temporales de los parámetros y dichas variaciones no siempre son necesarias. Los valores por defecto en estos casos se encuentran en el fichero de extensión '**.PRM**'.

Se han desarrollado además diversos métodos de interpolación que facilitan la entrada de parámetros con variaciones laterales en  $x$  e  $y$ : Los ficheros de extensión EET, CRG, H0 y W0 (ver Tabla 4-1) no requieren necesariamente los valores en cada nodo de la malla, sino que se dispone de otros formatos de entrada interpolada en función de la distancia o interpolando entre líneas de contorno.

Tabla 4-1.- Ficheros de entrada y salida del programa. Todos los nombres de fichero comienzan con la etiqueta asignada al proyecto de modelización ("abcd" en el ejemplo).

| ENTRADAS  |  | SALIDAS   |   |
|-----------|--|-----------|---|
| fichero   | contenido  | fichero   | contenido   |
| abcd.PRM  | Fichero principal de parámetros:<br>♦Dominio del modelo; ♦Tiempo inicial y final; ♦Densidades; ♦Tipo de placa y sus paráms.; ♦Condiciones de contorno; ♦Fuerzas horizontales; ♦Paráms. de discretización; ♦Paráms. de erosión y sedimentación; ♦Lluvia; ♦Valores por defecto de $T_e$ , $\tau$ , altitud inicial, etc. | abcd.hrz  | Geometría 3D resultante del modelo:<br>Base y techo de las unidades;<br>Topografía-batimetría;<br>Propiedades de cada unidad (densidad, edad, velocidad, desplazamiento). |
| abcd.EET  | Variaciones laterales del espesor elástico equivalente $T_e(x,y)$ .  | abcd.xyzt | Evolución temporal de la deflexión.   |
| abcdN.CRG | Altura de la N-ésima carga o profundidad de la falla definida por el usuario; Parámetros asociados si procede (movimiento, densidad, tipo de carga, etc.).   | abcd.pfl  | Sección transversal 2D del modelo siguiendo el recorrido indicado en abcd.PFL   |
| abcd.PFL  | Localización de la sección transversal a escribir en abcd.pfl.   | abcd.xyw  | Red de drenaje y caudal de agua en cada nodo de la red.   |
| abcd.H0   | Distribución de altitud inicial de la placa.   | abcd.ps   | Imagen PostScript de los resultados.  |
| abcd.W0   | Distribución de deflexión inicial.   | abcd.eet  | $T_e$ interpolado.  |
| abcd.REC  | Edades de los horizontes sedimentarios que se desean marcar.   |           |   |
| abcd.SLV  | Eustasia: variaciones temporales del nivel del mar.  |           |   |

### 4.3.3 Parametrización

Para mostrar el efecto conjunto de todos los procesos incluidos en el modelo, se muestran dos ejemplos sintéticos de formación de una cuenca de antepaís. En el primero de ellos (Modelo 1), se produce acortamiento en dirección Norte a Sur entre dos ámbitos continentales (de forma análoga a la formación de los Pirineos); en el segundo (Modelo 2), se produce el cabalgamiento oblicuo de unidades marinas sobre un margen continental (un contexto parecido al de la formación de la Cordillera Bética).



Tabla 4-2.- Parámetros utilizados en el Modelo 1.

| Modelo 1                                  |                          |                                  |
|---|--------------------------|----------------------------------|
| modelo de placa: elástico                 |                          |                                  |
| $T_e$                                     | 18                       | km                               |
| tiempo inicial                            | 0                        | Ma                               |
| tiempo final                              | 18                       | Ma                               |
| velocidad de acortamiento hasta $t=13$ Ma | 5 (Sur)                  | $\text{km} \cdot \text{Ma}^{-1}$ |
| densidad sedimentos                       | 2300                     | $\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$  |
| densidad basamento y mantos               | 2800                     | $\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$  |
| lluvia                                    | 200+<br>200*<br>$h$ [km] | $\text{mm} \cdot \text{a}^{-1}$  |
| coeficiente de transporte fluvial $K_f$   | 60                       | $\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$  |
| longitud $l_f$ erosión                    | 100                      | km                               |
| longitud $l_f$ sedimentación              | 25                       | km                               |
| coef. transporte difusivo                 | 25                       | $\text{m}^2 \cdot \text{a}^{-1}$ |
| anchura celda discretización $dx$         | 5                        | km                               |
| intervalo tiempo $dt$                     | 1                        | Ma                               |
| altura inicial                            | 300                      | m                                |

### Convergencia normal: Modelo 1

En este ejemplo, denominado Modelo 1, se produce acortamiento en dirección Norte-Sur a través de dos fallas que alcanzan 5000 m de profundidad y se activan en  $t=0$  Ma y  $t=8$  Ma respectivamente. La topografía inicial (para  $t=0$  Ma) consiste en un plano a 300 m de altitud con dos zonas bajo el nivel del mar en los extremos E y W que servirán durante la evolución del modelo para canalizar el agua hacia los laterales. El acortamiento es de 5 km/Ma y actúa entre  $t=0$  y  $t=13$  Ma. La precipitación de agua varía linealmente con la altitud entre  $200 \text{ l} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$  a nivel del mar y  $600 \text{ l} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$  a 2000 m de altitud. El resto de parámetros se encuentran en la Tabla 4-2.

De los resultados obtenidos con este primer modelo (Fig. 4-8) se deriva que la geometría de la cuenca está condicionada básicamente por la localización de la carga (la posición y velocidad de los cabalgamientos), el espesor elástico equivalente y

la altura inicial de la placa. Estos resultados coinciden con los obtenidos con el modelo 2D.

Coincidiendo con los resultados obtenidos por Johnson & Beaumont (1995), la colmatación de la cuenca situada en el lado hacia el que se propaga la deformación (el lado Sur en el ejemplo) se produce más tarde que en el lado opuesto.

La red fluvial producida por el modelo tiene tres características principales: 1) El papel del orógeno como divisoria de aguas entre la vertiente Norte y la Sur; 2) La canalización de las aguas de cada vertiente a través de dos ríos principales que vierten al Este y al Oeste en dirección paralela al orógeno; y 3) El papel del *forebulge* flexural como divisoria de aguas en el antepaís (separando las aguas que vierten a la cuenca sedimentaria de aquellas que salen por los extremos Norte y Sur del dominio del modelo. La evolución del *forebulge* es perceptible en la Fig. 4-8: el *forebulge* situado al Sur del orógeno, por ejemplo, se desplaza desde  $y=-120$  km ( $t=6$  Ma) hasta  $y=-190$  km ( $t=18$  Ma).

También se ha observado que en determinadas circunstancias la red de drenaje creada durante el desplazamiento del primer cabalgamiento puede atravesar transversalmente el relieve producido por el segundo cabalgamiento (como ocurre en el ejemplo de la figura). Los principales factores que favorecen que esto ocurra son la proximidad entre las dos fallas (55 km

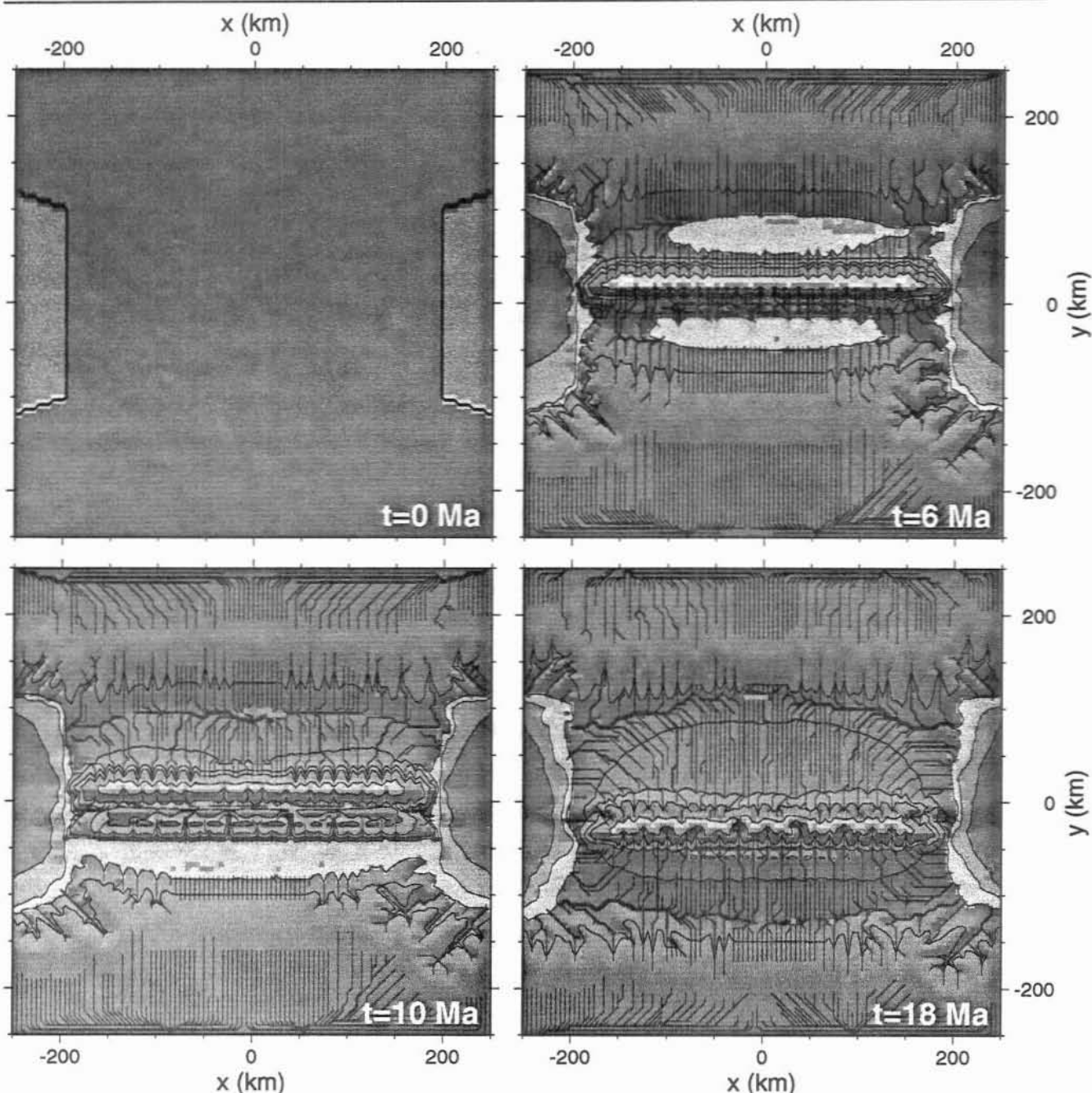


Fig. 4-8.- Topografía y red de drenaje resultantes del Modelo 1 para  $t=0$ , 6, 10 y 18 Ma. Isolíneas correspondientes a -700, 200, 0, 600, 1000 y 2000 m de altitud.

en el ejemplo), la baja velocidad de acortamiento a lo largo de la segunda de ellas, y la eficacia de los procesos erosivos (debida, por ejemplo, a precipitaciones elevadas).

### ***Convergencia oblicua: Modelo 2***

En el Modelo 2 (Tabla 4-3) se activan 4 fallas de forma arqueada en los instantes  $t=0$ , 6, 12 y 18 Ma respectivamente, dando lugar a un apilamiento de mantos que en planta muestra también una forma arqueada. La velocidad de desplazamiento de los cuatro mantos es de 7 km/Ma en dirección W entre  $t=0$  y  $t=22$  Ma, instante a partir del cual cesa el desplazamiento de los mantos y permanecen tan sólo los procesos superficiales. La topografía inicial (Fig. 4-9) se divide en una parte emergida al norte, a 300 m de altitud, y otra a 1700 m bajo el nivel del mar,

**Tabla 4-3.- Parámetros utilizados en el Modelo 2.**

| <b>Modelo 2</b>                                 |                      |                                   |
|---|----------------------|-----------------------------------|
| <b>Modelo de placa: elástico</b>                |                      |                                   |
| $T_e$   | 5–20                 | km                                |
| tiempo inicial                                  | 0                    | Ma                                |
| tiempo final                                    | 30                   | Ma                                |
| velocidad de<br>acortamiento hasta<br>$t=22$ Ma | 7<br>(Oeste)         | $\text{km} \cdot \text{Ma}^{-1}$  |
| densidad<br>sedimentos                          | 2300                 | $\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$   |
| densidad<br>basamento y<br>mantos               | 2800                 | $\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$   |
| lluvia  | 200+<br>400 * h [km] | $\text{mm} \cdot \text{a}^{-1}$   |
| coeficiente erosión<br>fluvial $K_f$            | 60                   | $\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$   |
| longitud $l_f$ erosión<br>fluvial               | 100                  | km                                |
| longitud $l_f$<br>sedimentación<br>fluvial      | 25                   | km                                |
| coef. transporte<br>difusivo $\alpha$           | 0                    | $\text{m}^2 \cdot \text{Ma}^{-1}$ |
| anchura celda<br>discretización $dx$            | 5.42                 | km                                |
| intervalo tiempo $dt$                           | 0.72                 | Ma                                |
| altura inicial                                  | 300                  | km                                |

al sur. La línea de costa está orientada E-W y la zona de transición entre la zona emergida y la sumergida tiene 90 km de ancho.

La evolución de este modelo entre  $t=0$  y  $t=30$  Ma se muestra en la Fig. 4-9 y los detalles del estado final en la Fig. 4-10. Como en ejemplos anteriores, el estado inicial muestra una red hidrográfica desordenada como consecuencia de la topografía inicial totalmente plana en la zona emergida. Conforme la carga se desplaza hacia el E ( $t=10$  Ma), el *forebulge* (la zona ligeramente elevada del antepaís) también se desplaza, ejerciendo el papel de línea divisoria de aguas entre la cuenca hidrográfica principal (que colecta las aguas del extremo Sur del antepaís, de la cuenca sedimentaria y de la vertiente Norte del orógeno) y la correspondiente al extremo Norte del antepaís. En este ejemplo, la flexión de la litosfera es el principal agente organizador de la red de drenaje, pero este papel puede verse reducido si se parte de situaciones iniciales en que la topografía no sea

perfectamente plana y la red de drenaje inicial esté ya bien organizada.

Otra característica interesante es la tendencia del río principal a situarse junto al antepaís, en el límite norte de la cuenca (ver las unidades en la Fig. 4-10): como se mostrará en los ejemplos que vienen a continuación, esta característica (observada en cuencas tan dispares como las del Guadalquivir o el Ganges [Burbank, 1992]) es debida al efecto conjunto de la elevación del *forebulge*, que limita la cuenca por el Norte, y al mecanismo de transporte fluvial, que hace que la sedimentación en el curso bajo del río y sus afluentes *expulse* el propio curso del río principal hacia el margen pasivo de la cuenca. La mayor altitud alcanzada por el *forebulge* es de 478 m en la posición  $(x, y) = (-138, 227)$  km, es decir, 178 m sobre la altitud inicial, pero el rebote real es algo mayor (240 m) pues parte del *forebulge* ha sido erosionado.

El bloque inferior o basamento experimenta un ligero ascenso de la cuenca. Las irregularidades del basamento son debidas a la erosión fluvial del mismo. Dicha erosión se produce durante las primeras etapas del modelo, antes de que la subsidencia alcance la posición final de la cuenca.

Los sedimentos en la cuenca de antepaís alcanzan espesores máximos de hasta 5000 m que no quedan situados exactamente junto a los máximos topográficos del orógeno, sino ligeramente desplazados hacia la zona más reciente de la cuenca. Esto es consecuencia de la

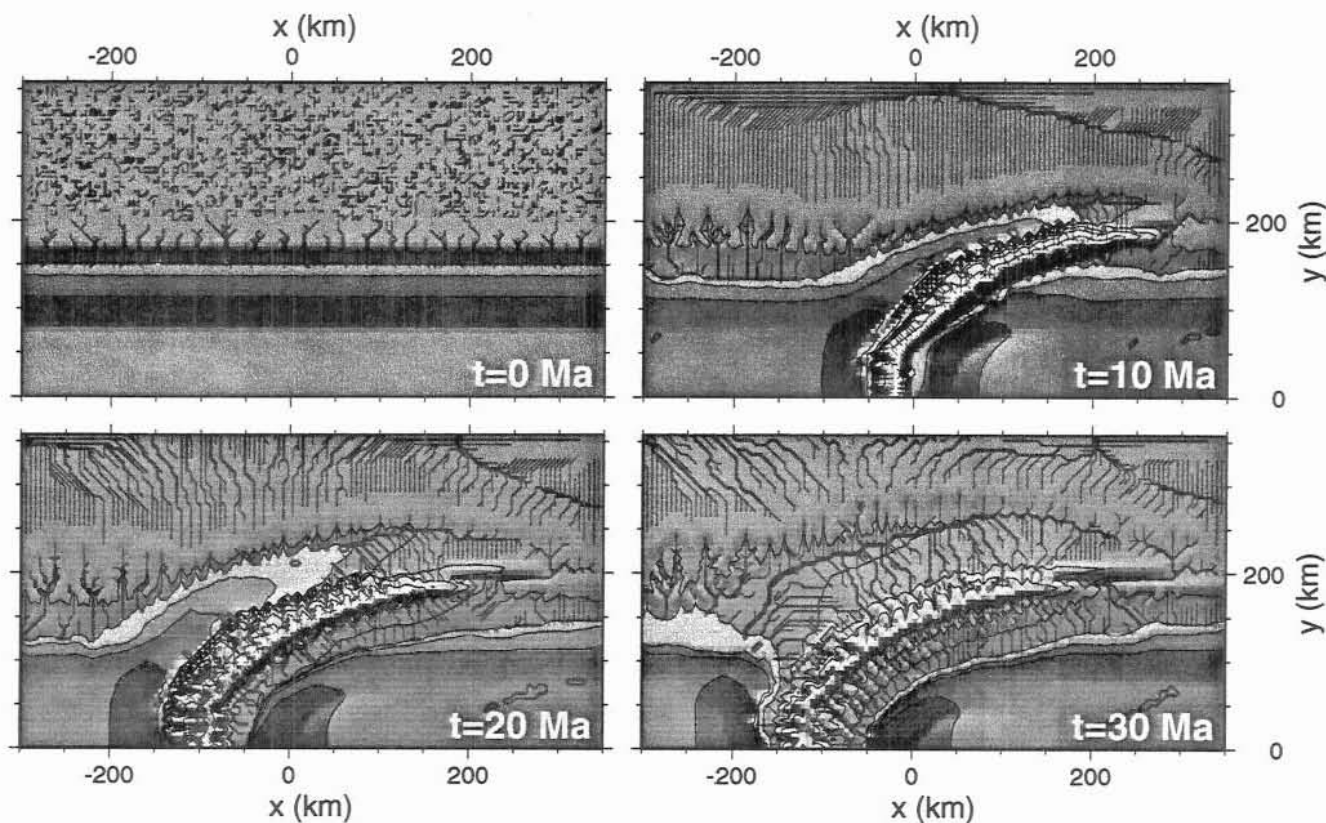


Fig. 4-9.- Evolución del Modelo 2. Topografía y red de drenaje en los instantes  $t=0$ , 10, 20 y 30 Ma. Las isolíneas corresponden a altitudes de -2000, -700, 0, 200, 600 y 1000 m.

menor elevación inicial en esta zona y de la mayor acumulación de sedimentos deformados ante el frente de cabalgamientos. En la cuenca de traspáis los sedimentos se han depositado a lo largo de toda la evolución del modelo y se han transportado junto al orógeno, formando acumulaciones de hasta 7500 m de sedimentos y una importante subsidencia asociada a dicha acumulación de hasta 5500 m.

Para ilustrar el efecto de la paleobatimetría sobre la geometría final de la cuenca y el orógeno, se ha probado un modelo idéntico al anterior en el que se ha desplazado la línea de costa 50 km hacia el S. El efecto producido es importante, según se muestra en la Fig. 4-11. Se observa un descenso de un 20% aprox. en el grosor de los sedimentos de la cuenca de antepaís y en la pendiente del basamento (ver bloque inferior), así como un aumento de la topografía media del orógeno. Es decir, mientras la carga topográfica parece ser mayor, la deflexión del antepaís disminuye.

La geometría de la cuenca está fuertemente controlada por la respuesta flexiva de la litosfera. Para poner este hecho de manifiesto, se muestran las diferentes configuraciones finales obtenidas asumiendo isostasia local ( $T_e=0$ ) (Fig. 4-12) y asumiendo que no se produce isostasia (no se producen movimientos verticales de reajuste isostático) (Fig. 4-13). Los resultados que aparecen en estas figuras son importantes porque muestran que, dentro de las aproximaciones del modelo conceptual de este trabajo, la acumulación de un grosor importante de sedimentos



frente al orógeno (es decir, la formación de la cuenca de antepaís) sólo puede ser explicada mediante el comportamiento flexivo de la litosfera.

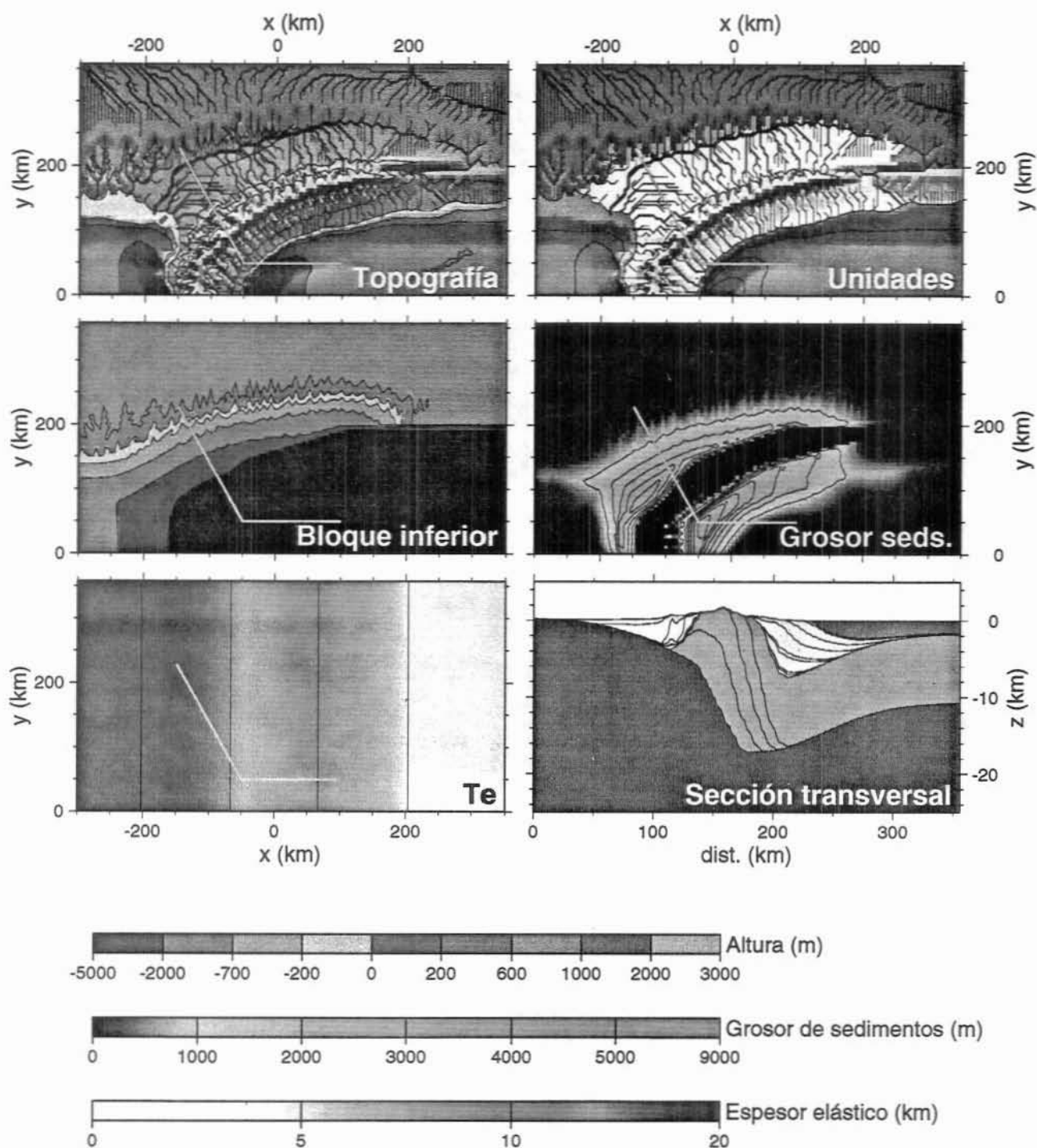


Fig. 4-10.- Resultados del Modelo 2 para el instante final  $t=30$  Ma. De izda. a dcha. y de arriba a abajo: Topografía iluminada desde el Norte y red de drenaje; Tipo de material que aflora (unidades morfoestructónicas del modelo: antepaís en verde; sedimentos en amarillo; mantos alóctonos en marrón) y red de drenaje; Profundidad del basamento/bloque inferior; Grosor de los sedimentos (isopacas cada 1000 m); Espesor elástico equivalente utilizado (isolíneas cada 5 km); Corte transversal de las unidades a lo largo del perfil indicado en los paneles precedentes.

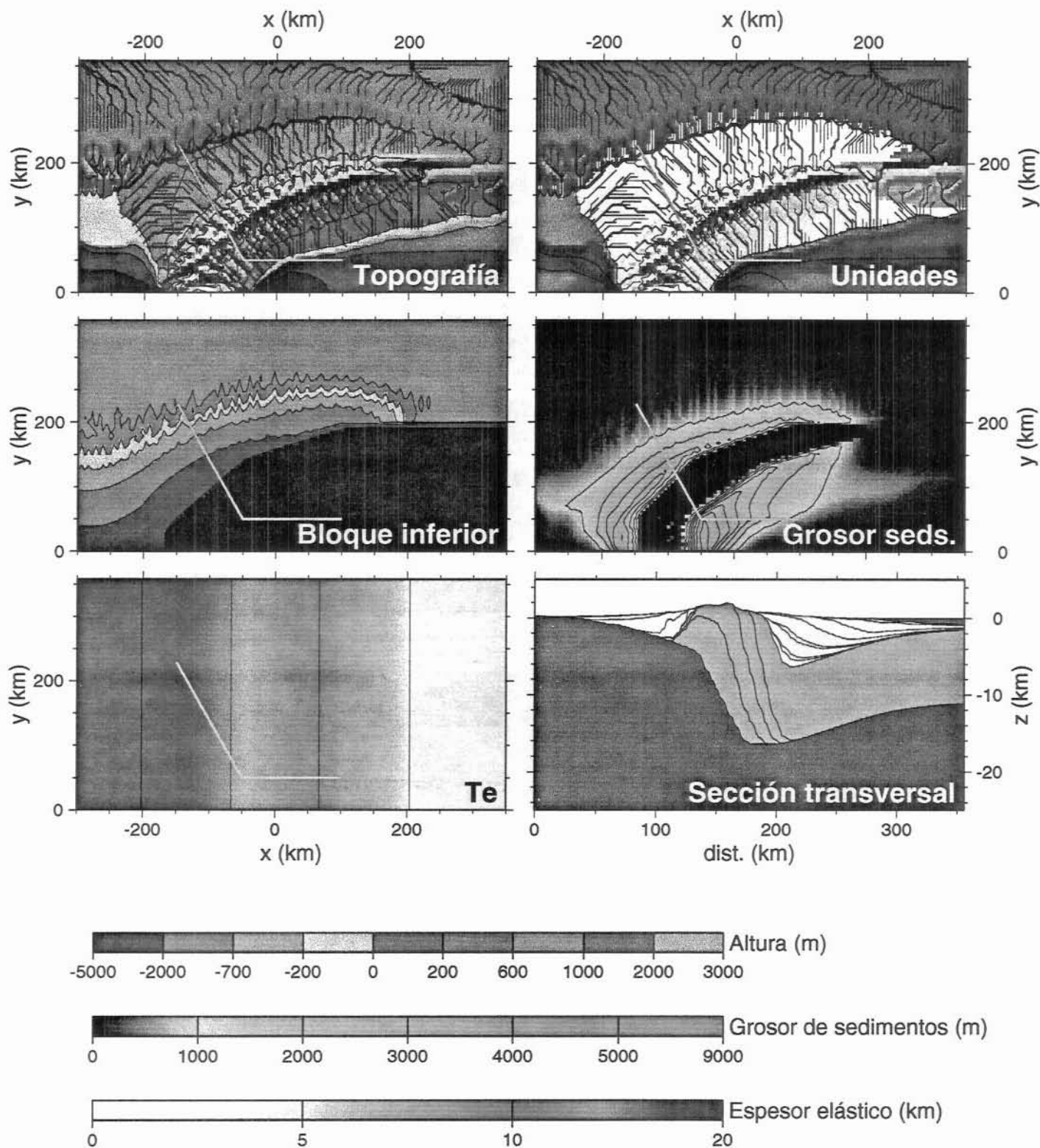


Fig. 4-11.- Resultados obtenidos con los mismos parámetros del Modelo 2 pero asumiendo una línea de costa inicial desplazada 50 km hacia el S (ver texto).



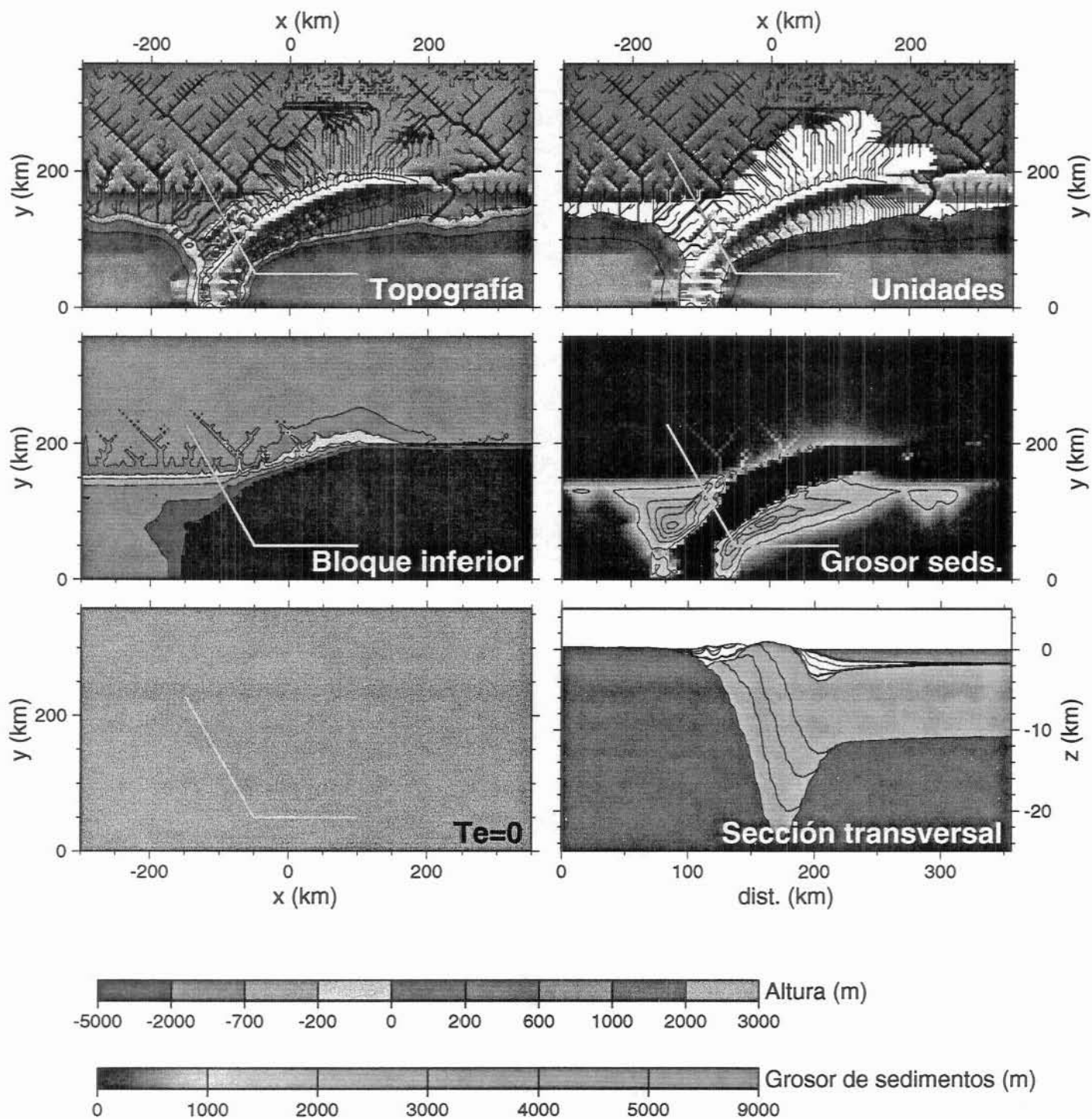


Fig. 4-12.- Resultados obtenidos con los mismos parámetros del Modelo 2 pero con espesor elástico nulo (isostasia local).

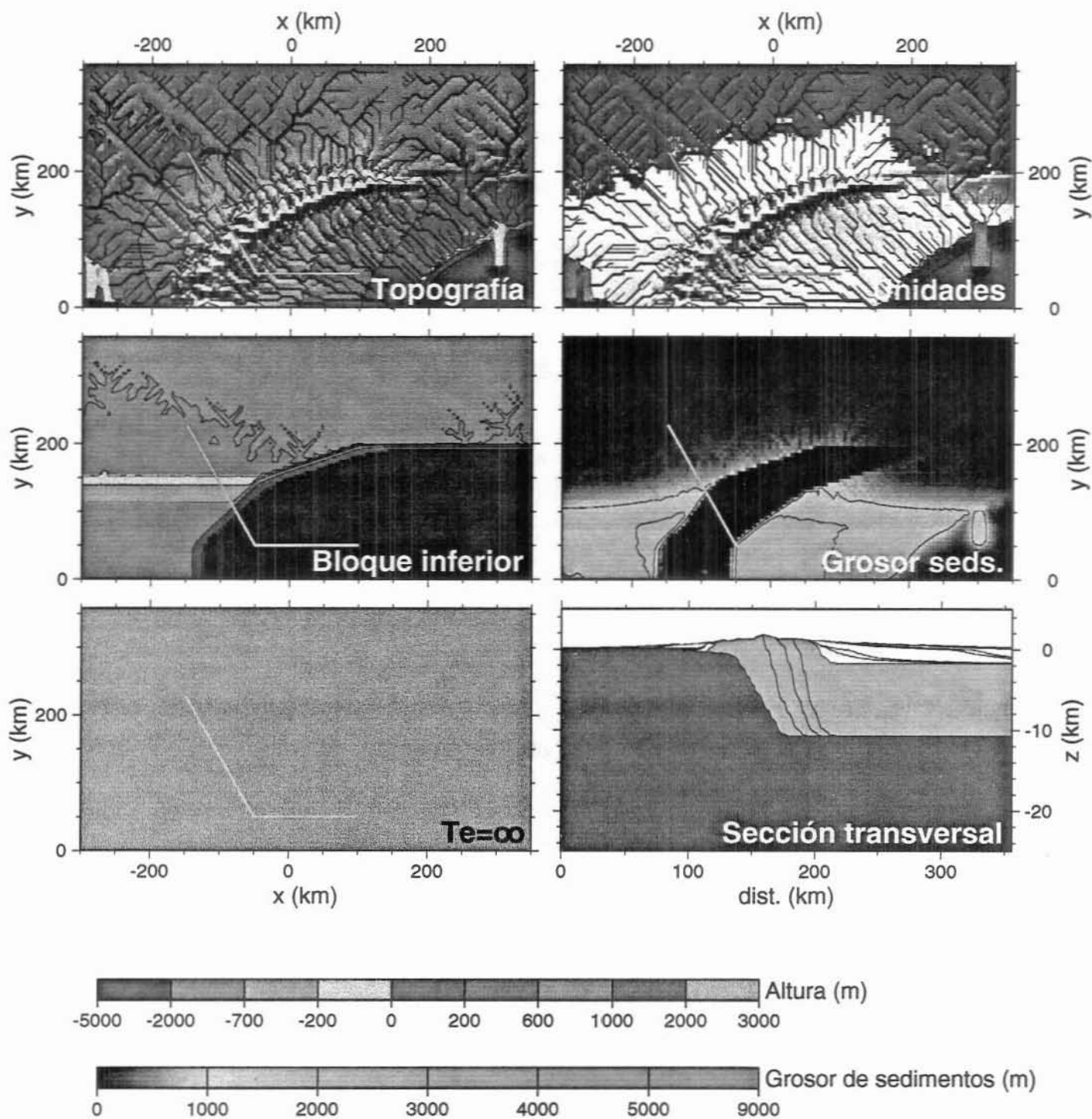


Fig. 4-13.- Resultados obtenidos con los mismos parámetros del Modelo 2 pero sin isostasia (sin subsidencia vertical,  $T_e = \infty$ ).

## 4.4 Discusión y conclusiones

El modelo 3D desarrollado supone una importante herramienta para comprender la interacción entre los principales procesos involucrados en la formación de cuencas de antepaís. Las principales limitaciones para su aplicación a casos reales provienen del importante volumen de datos necesario (relativos a la tectónica, la hidrología y el paleoclima de la región en cuestión) y del elevado consumo de memoria y tiempo de cálculo del programa. No obstante, se han podido entender, a partir de modelos sintéticos, diversos aspectos generales de las cuencas de antepaís:

1. La formación de la cuenca sedimentaria está controlada fundamentalmente por el emplazamiento de la carga y por la respuesta flexiva de la litosfera. En ausencia de flexión en la litosfera (isostasia local) la subsidencia en la cuenca sólo puede ser debida a la carga producida por la acumulación de sedimentos, pero este mecanismo no puede explicar por sí solo espesores sedimentarios importantes.
2. En los ejemplos mostrados, durante la fase sin-tectónica, la cuenca es de carácter marino con profundidades importantes. Tras el cese de la formación de carga, sigue un periodo (fase post-tectónica) de colmatación de la cuenca y deposición de materiales continentales.
3. La paleobatimetría puede tener un efecto importante en la geometría final de la cuenca y del orógeno. La existencia de una batimetría importante previa a la orogenia reduce la topografía final y aumenta el grosor de la cuenca sedimentaria respecto a un caso en el que se parta de una batimetría menor.
4. Aunque el modelo de transporte fluvial es en sí mismo extremadamente no lineal (pequeñas perturbaciones del estado inicial producen redes hidrográficas finales muy distintas), la formación de carga por apilamiento de láminas cabalgantes impone importantes restricciones en la geometría final de las cuencas hidrográficas.
5. La red de drenaje superficial se canaliza a través de un río principal que es paralelo al eje del orógeno. El cauce de dicho río tiende a situarse junto al margen pasivo de la cuenca, casi en contacto con el antepaís. El aporte de agua y sedimentos desde el orógeno hasta el mencionado cauce se produce a través de diversos afluentes en dirección perpendicular al eje.
6. La línea divisoria que separa las aguas vertidas a la cuenca de las que circulan por el antepaís hacia afuera del modelo (situada entre 50 y 80 km al NNO del río principal en el Modelo 2) está controlada, durante la evolución de la cuenca, por la posición del *forebulge*.



## 5. APLICACIÓN DEL MODELO 2D A LAS FOSAS DE TONGA Y KERMADEC

### 5.1 Introducción

La flexión de la litosfera oceánica y, en particular, la que se produce en zonas de subducción, tiene características que simplifican su estudio en relación a la flexión continental. Tanto la estructura térmica como la composición de la litosfera oceánica son relativamente bien conocidas. Además, en el caso de la subducción en fosas oceánicas, las cargas están restringidas a un lado del eje de la fosa (donde se forma el prisma de acreción), mientras que en el lado opuesto (externo), gracias a la ausencia casi total de erosión y sedimentación, la batimetría coincide con la deflexión de la placa. Por estos motivos, la subducción de litosfera oceánica es un caso claramente adecuado para la aplicación del modelo de placa elastoplástica 2D con reología estratificada (sección 2.3.4).

El estudio de la flexión en la litosfera oceánica ha precedido históricamente al de la flexión en los continentes. Se han utilizado modelos de flexión de placa delgada homogénea con diversas reologías para reproducir la deflexión observada en el suelo oceánico tanto bajo la carga de volcanes marinos como en zonas de subducción (p. e., Vening Meinesz, 1941; Caldwell *et al.*, 1976; De Bremaecker, 1977). Estos estudios han permitido determinar una relación entre el espesor elástico, y la edad y curvatura de la placa (Watts, 1978), y han mostrado la necesidad de considerar la limitación plástica de los esfuerzos para explicar dicha relación. Bodine *et al.* (1981) estudiaron la flexión litosférica en distintas fosas oceánicas utilizando un modelo de placa elastoplástica con resistencia variable con la profundidad que permitió explicar el comportamiento flexivo de la litosfera en función de las propiedades reológicas de los materiales litosféricos.

Para la aplicación de los modelos desarrollados al estudio de la flexión en litosfera oceánica, se han escogido las fosas de Tonga y Kermadec (SO de la Placa Pacífica), donde estudios anteriores (Turcotte *et al.*, 1978) han mostrado la relevancia de la limitación plástica de los esfuerzos flexurales. Las fosas oceánicas de Tonga y Kermadec están situadas en el contacto donde la Placa Pacífica, de unos 105 Ma de edad, subduce bajo la Indoaustraliana (Fig. 5-1). La mitad norte de la zona de estudio corresponde a la Fosa de Tonga y registra una mayor velocidad de subducción que la mitad sur, que corresponde a la Fosa de Kermadec (Jarrard, 1986). Asimismo, la sismicidad (hasta 700 km de profundidad) y la longitud del *slab* (la placa que subduce) son mayores en Tonga que en Kermadec (van der Hilst, 1995).



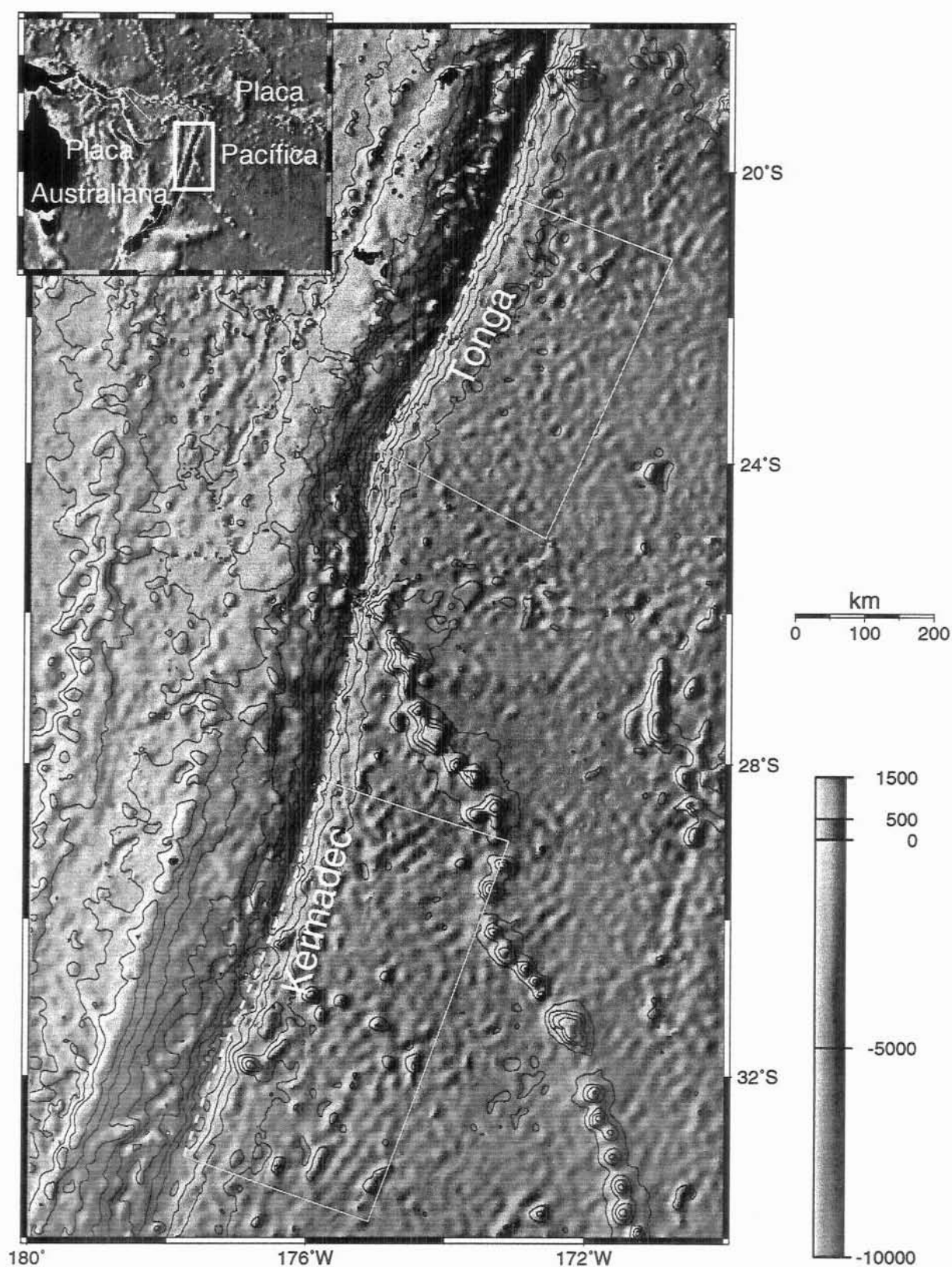


Fig. 5-1.- Mapa de localización de las fosas de Tonga y Kermadec. Ambas fosas constituyen el límite entre el sur de la Placa Pacífica y la Placa Indoaustraliana. Las líneas a trazos amarillos indican los tramos de fosa modelizados. Isobatas a intervalos de 1000 m. Los rectángulos indican los dominios de modelización.

La variación de la batimetría en dirección perpendicular a ambas fosas muestra una elevada curvatura concentrada a unos 40 km del eje de la fosa. La importante pendiente del suelo oceánico de la placa Pacífica junto al eje de la fosa (10% aprox.) contrasta con un *forebulge* apenas perceptible.

Turcotte *et al.* (1978) mostraron que el modelo de placa elástica no era suficiente para reproducir la batimetría de la Fosa de Tonga y que imponiendo un límite de resistencia plástico constante a la placa el ajuste mejoraba substancialmente.

Liu & McNally (1993) realizaron un análisis de las fuerzas de acoplamiento entre las placas en diversas fosas del Pacífico, entre ellas la Fosa de Tonga, a partir de la distribución de terremotos intra-placa y sus mecanismos focales. Utilizando un modelo de placa elástica para reproducir los esfuerzos flexurales, estos autores han deducido que la Placa Pacífica se encuentra bajo un régimen compresivo.

El tipo de modelización aplicado en este capítulo es similar a la realizada por Bodine *et al.* (1981) en distintas fosas del Pacífico (que no incluyen ni Tonga ni Kermadec). Los objetivos de la aplicación del modelo 2D a la región de Tonga y Kermadec son acotar el valor de las fuerzas que actúan sobre la placa flexionada y determinar la distribución de los esfuerzos en la misma mediante un modelo que integre de forma consistente las observaciones de batimetría, régimen térmico, sismicidad y propiedades reológicas de la litosfera (García-Castellanos *et al.*, 1996).

La interpretación de las fuerzas que se obtengan en este estudio debe realizarse en el contexto de la tectónica de placas teniendo en cuenta los dos mecanismos alternativos propuestos para explicar la dinámica de las placas tectónicas: el de arrastre por convección en el manto (*mantle drag*) y el de fuerzas en los límites entre placas (*edge-forces*). El primero propone que la placa es arrastrada por el flujo convectivo en el manto cuya velocidad es transmitida a la litosfera mediante los esfuerzos de cizalla que transmite el medio viscoso. El segundo mecanismo sitúa las fuerzas motoras en los límites divergentes (*ridge-push*) y convergentes (*slab-pull*) entre las placas, atribuyendo dichas fuerzas al contraste de densidad entre la litosfera y la astenosfera. Estos modelos predicen distribuciones opuestas de esfuerzos intraplaca: el mecanismo de arrastre comporta compresión junto a las zonas de subducción y extensión en las dorsales centrooceánicas; el mecanismo de fuerzas de contorno comporta esfuerzos de signo contrario en ambas regiones.

## 5.2 Metodología

Para la presente modelización se han ensayado los modelos de placa elástica y placa elastoplástica con envolvente de esfuerzos. El primero requiere encontrar un valor adecuado de espesor elástico mientras que el segundo requiere una distribución de resistencia en la litosfera.

Los principales parámetros del modelo son la fuerza  $F$  y el momento  $M$  que actúan en el extremo de la placa modelo, que corresponde al eje de la fosa. La Fig. 5-2 muestra un esquema

de las fuerzas que hipotéticamente actúan sobre la placa pacífica. El valor de la fuerza de *slab-pull*  $F_{sp}$  está, según Liu & McNally (1993), entorno a  $3.3 \cdot 10^{12}$  N/m, si bien estos autores asumen una longitud del *slab* de tan sólo 250 km, subestimando así la magnitud de la fuerza. Esta fuerza, que actúa verticalmente hacia el centro de la tierra y es hipotéticamente responsable de la subducción, es contrarrestada por la resistencia viscosa del manto  $F_r$  (de magnitud muy inferior) y por la resistencia que ofrece el manto astenosférico a ser desplazado  $F_a$ . La fuerza resultante es transmitida a la parte superior del *slab* y es parcialmente compensada por el acoplamiento tectónico  $F_{tc}$  y por la resistencia viscosa del manto  $F_r$ . Asumiendo, como primera aproximación, que  $F_a$  es responsable de que  $F_{sp} - F_r$  se transmita a la parte superior de la zona de subducción en dirección casi horizontal, el balance de las componentes horizontales de las fuerzas en el eje de la fosa es (Liu & McNally, 1993):

$$F_x = F_{sp} - F_r - F_{tc}$$

Si  $F_{sp} - F_r > F_{tc}$ , la placa se encontrará en extensión ( $F_x > 0$ ) en las proximidades de la fosa; en caso contrario se encontrará en compresión.

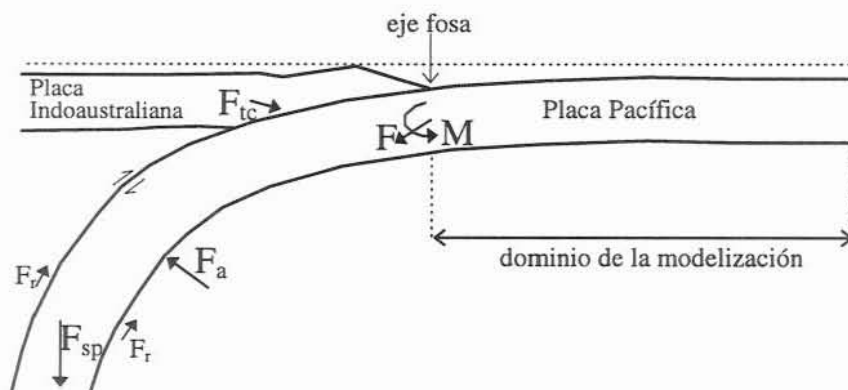


Fig. 5-2.- Esquema de la magnitud relativa de las fuerzas que hipotéticamente actúan sobre la Placa Pacífica en las fosas de Tonga y Kermadec.  $F_a$  es la resistencia que ofrece la astenosfera a ser desplazada por efecto de la flotabilidad negativa del *slab*  $F_{sp}$ .  $F_{tc}$  es la fuerza de acoplamiento entre las dos placas.  $F_r$  es la resistencia de la astenosfera al movimiento del *slab*.  $F = (F_x, F_z)$  y  $M$  son la fuerza y momento resultantes en el eje de la fosa sobre la Placa Pacífica. El dominio de la modelización abarca desde el eje de la fosa hasta 300 km en dirección opuesta a la cuña de acreción.

El límite del dominio de modelización está situado en el eje de la fosa, pues a partir de él no se tiene conocimiento de la distribución de fuerzas sobre la placa. Se considera que actúan cuatro fuerzas sobre la placa modelo (Fig. 5-3): Fuerza vertical en el límite de la placa ( $F_z$ , hacia el centro de la tierra si es positiva); Momento en el mismo límite ( $M$ , en sentido levógiro si es positivo); Fuerza horizontal ( $F_x$ , extensiva si es positiva); y Fuerza restitutiva vertical debida a la flotabilidad. Excepto esta última, implícita en la ecuación de flexión, el resto son considerados parámetros arbitrarios del modelo.

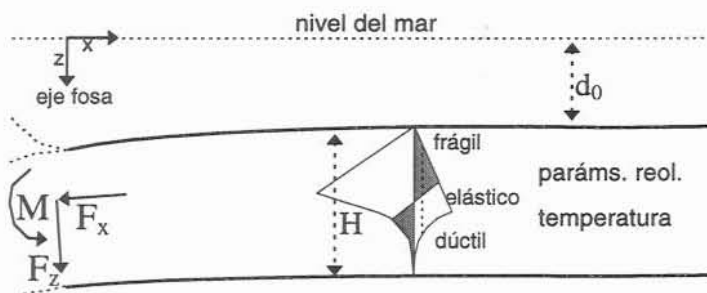


Fig. 5-3.- Modelo conceptual utilizado para la modelización de las Fosas de Tonga y Kermadec. Una fuerza de componentes  $F_x$  y  $F_z$  y un momento  $M$  actúan sobre la placa elastoplástica, cuya envolvente de esfuerzos es calculada a partir de los parámetros reológicos y la temperatura. El dominio de modelización comprende desde el eje de la fosa hacia la derecha y el observable a reproducir en dicho dominio es la batimetría.  $d_0$  es la profundidad de referencia a la que estaría la placa en ausencia de flexión.

temperatura está relacionada con la edad de la litosfera a través del modelo de placa térmica, cuyos parámetros fueron obtenidos estadísticamente en dos trabajos basados en medidas de flujo de calor y batimetría en el Pacífico y el Atlántico (Parsons & Sclater, 1977; Stein & Stein, 1992). Los valores medios de grosor de la placa  $a$  y temperatura basal  $T_m$  obtenidos por estos autores para el Pacífico son:  $a=95$  km,  $T_m=1450$  °C (Stein & Stein, 1992);  $a=125$  km,  $T_m=1350$  °C (Parsons & Sclater, 1977). Las discrepancias de los resultados entre estos estudios quedan dentro de las desviaciones típicas que los autores obtienen para cada parámetro.

Otro parámetro de la placa es su profundidad de referencia  $d_0$ , a la que se le asigna el valor medio de la batimetría lejos de la fosa. En total, por tanto, se disponen de los siguientes cinco parámetros, escritos en orden de menor a mayor arbitrariedad:  $d_0$  (profundidad de referencia); Envolvente de esfuerzos/ $T_e$ ;  $M$  (momento en el eje de la fosa);  $F_z$  (fuerza vertical en el eje); y  $F_x$  (fuerza horizontal en el eje).

El procedimiento para invertir estos parámetros es el de intento-error, que requiere un tiempo de cálculo considerable debido a que se debe resolver un gran número de veces la ecuación de flexión. La aplicación del modelo de placa elastoplástica se lleva a cabo fijando un valor estimado de la profundidad  $d_0$  y una envolvente de esfuerzos ( $S\&S$  o  $P\&S$ ), encontrando entonces el mejor ajuste de la batimetría variando los valores de  $F_x$ ,  $F_z$  y  $M$ . Para  $F_x$  se han probado solo valores entre -10 TN y +10 TN a intervalos de 2 TN (1 TN =  $10^{12}$  N). En el caso de la placa elástica, el proceso es similar excepto en que en lugar de imponer una envolvente de esfuerzos, deben darse varias estimaciones del espesor elástico equivalente de la placa  $T_e$ .

Para el modelo de placa elastoplástica se han tomado dos distribuciones de esfuerzos límite (envolventes) diferentes (Fig. 5-4): una calculada con las temperaturas predichas por el modelo de placa térmica de Parsons & Sclater (1977) y otra a partir del modelo de Stein & Stein (1992). Ambas son calculadas con los parámetros reológicos de Goetze & Evans (1979), que son también referidos por Bodine *et al.* (1981).

En cuanto a las propiedades mecánicas de la placa, para el modelo de placa elástica deberá imponerse un espesor elástico equivalente ( $T_e$ ) cuyo valor es arbitrario; en el caso del modelo elastoplástico deberá establecerse la distribución de resistencia en la litosfera, la cual está relacionada (ver sección 2.3.4) con los parámetros reológicos y el régimen de temperatura. Los parámetros reológicos adoptados son los propuestos por Goetze & Evans (1979). La



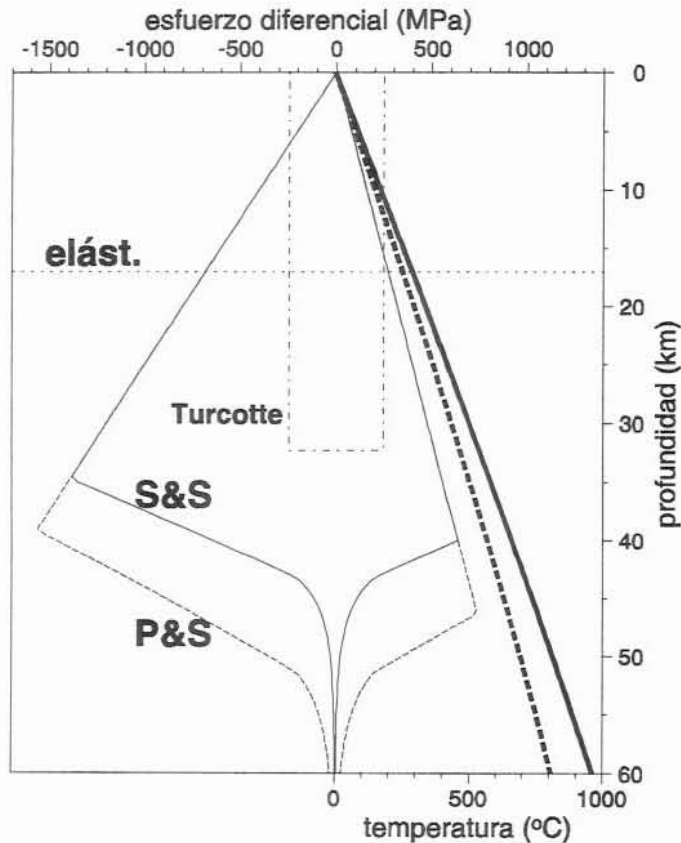


Fig. 5-4.- Comparación de las envolventes de esfuerzos y distribuciones de temperatura correspondientes a una litosfera oceánica de 105 Ma de edad, según los modelos de placa térmica de Stein & Stein (1992) (líneas continuas) y Parsons & Sclater (1977) (líneas a trazos). Los parámetros reológicos utilizados son los de Goetze & Evans (1979). La línea punteada indica el valor del espesor elástico obtenido para el modelo de placa elástica (17 km). También se indica el perfil de resistencia utilizado por Turcotte *et al.* (1978) (línea a puntos y trazos).

En la Fig. 5-4 se muestran las distribuciones de resistencia (envolventes de esfuerzos) que definen los tres modelos alternativos de placa estudiados en este trabajo: *Placa S&S* elastoplástica con envolvente de esfuerzos determinada a partir de la geoterma calculada por Stein & Stein (1992). Espesor mecánico  $H=54$  km; *Placa P&S* elastoplástica a partir de la geoterma de Parsons & Sclater (1977),  $H=66$  km; *Placa elástica* sin límite de resistencia y cuyo grosor es un parámetro a determinar.

A modo de comparación, también se muestra en la Fig. 5-4 el modelo de resistencia de Turcotte *et al.* (1978), que consiste en un límite constante de plasticidad de 247 MPa y un espesor de la placa de 32 km.

El criterio de ajuste del modelo se basa en la diferencia media entre la deflexión calculada y la batimetría a lo largo del perfil modelizado:  $\langle \Delta w \rangle$ . Todos los puntos del perfil batimétrico tienen el mismo peso al calcular dicha diferencia media  $\langle \Delta w \rangle$ .

El efecto que la evolución de los esfuerzos tiene sobre su distribución final (discutido en el cap. 2 y, más extensamente, por Mueller *et al.*, 1996a, 1996b) ha sido ignorado en esta aplicación del modelo. Ésta es una buena aproximación porque la placa en movimiento se empieza a desdoblar (invierte el signo de la deformación) a tan sólo 10 km del eje de la fosa (en el punto de máxima curvatura). La proximidad de este punto al eje indica que el efecto del desdoblamiento en la distribución de esfuerzos no es significativo.



### 5.3 Datos utilizados

La zona de estudio (el dominio de la modelización) se extiende desde el eje de las fosas de Tonga y Kermadec hasta 300 km de distancia en dirección a la Placa Pacífica (Fig. 5-1), donde los efectos de la flexión ya no son apreciables. La edad de la litosfera oceánica es muy similar en las dos regiones modelizadas:  $105 \pm 10$  Ma (Jarrard, 1986). Las velocidades relativas de convergencia entre placas son: 7.4 cm/año (Tonga) y 5.3 cm/año (Kermadec). Para determinar

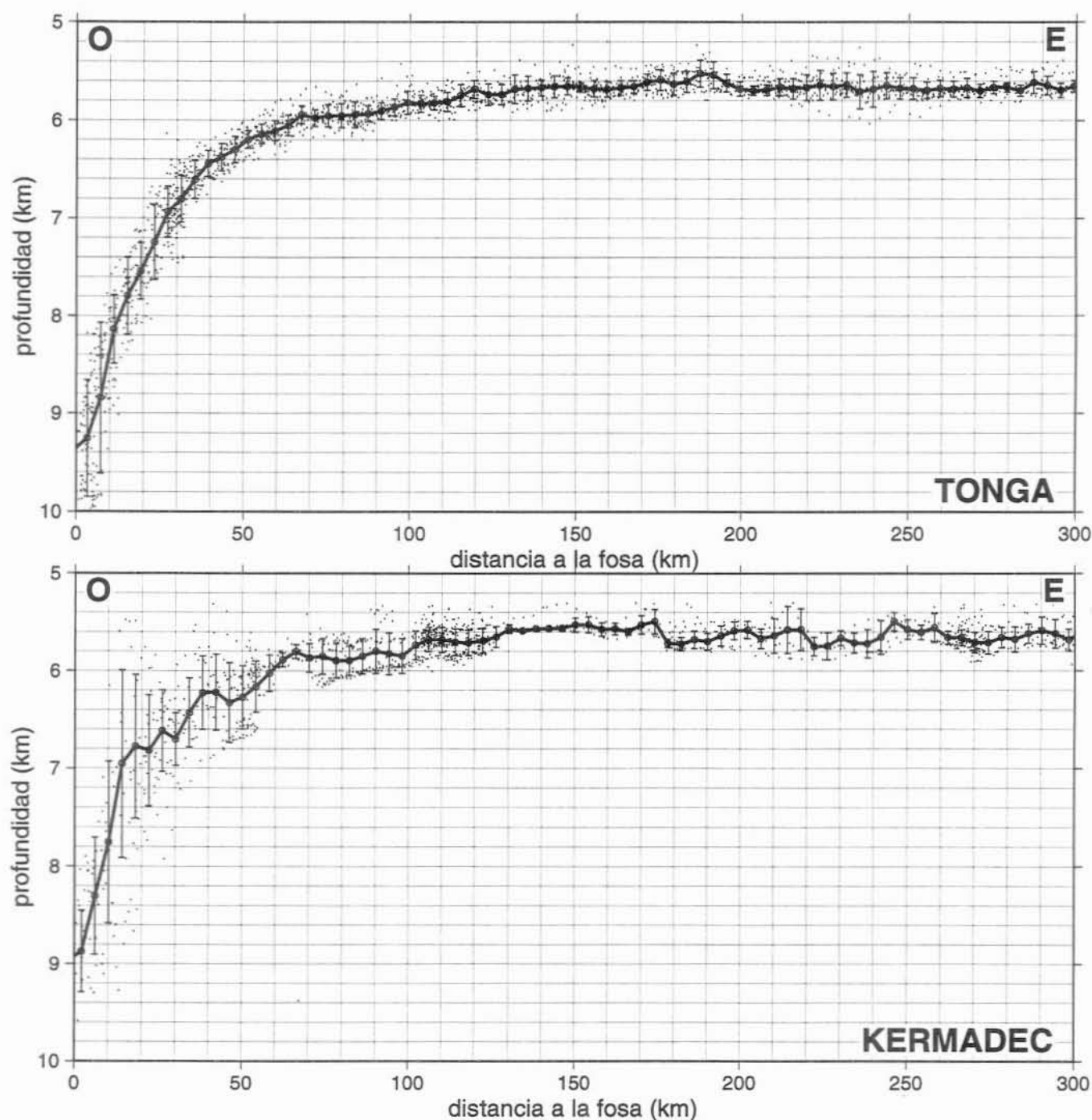


Fig. 5-5.- Proyección de las medidas batimétricas (puntos) sobre el plano de modelización en función de la distancia al eje de las fosas de Tonga y Kermadec. La línea gruesa indica la batimetría promediada a intervalos de 4 km. Las barras verticales corresponden a la desviación típica en cada intervalo.

la envolvente de esfuerzos de la placa elastoplástica (modelos *P&S* y *S&S*), se requiere conocer la tasa de deformación con una precisión de un orden de magnitud. Una primera estimación de la tasa de deformación se obtiene asumiendo que los esfuerzos de flexión en la parte inferior en compresión de la litosfera alcanzan unos 300 MPa (equivalente a una deformación del 0.4%) en el tiempo que la placa tarda en recorrer 100 km (1.4 Ma aprox.). Esto implica una tasa de deformación de aproximadamente  $\dot{\epsilon}=10^{-16} \text{ s}^{-1}$ , que coincide con la adoptada por Bodine *et al.* (1981) entre otros.

La batimetría ha sido tomada de la base de datos recopilada por Smith & Sandwell (1994, 1997). Dicha recopilación interpola las medidas de batimetría mediante la señal del campo gravitatorio (la batimetría interpolada se muestra en la Fig. 5-1), pero para el estudio de la flexión se han tomado únicamente las medidas directas de batimetría. La batimetría no precisa ser corregida por la acumulación de sedimentos (Turcotte *et al.*, 1978; Kearey & Vine, 1996) debido al escaso grosor de éstos y su distribución homogénea. La corrección de la batimetría debida a las variaciones laterales de la edad del suelo oceánico (Parsons & Sclater, 1977) es también mínima en distancias del orden de cientos de kilómetros, debido a la elevada edad de la litosfera en la región.

La obtención de los dos perfiles batimétricos para su posterior modelización 2D se ha realizado definiendo, en primer lugar, dos dominios de modelización que abarquen desde el eje de la fosa hasta 300 km en dirección a la Placa Pacífica. Los dominios seleccionados (Fig. 5-1) abarcan tramos de fosa cuya longitud es de 431 km (Tonga) y 566 km (Kermadec). El siguiente paso ha sido calcular la distancia al eje de la fosa de cada medida batimétrica realizada dentro del dominio modelizado, para lo que se ha aproximado la región a un plano. El conjunto de puntos distancia-profundidad obtenidos para cada región (Fig. 5-5) ha sido promediado tomando ventanas de 4 km para obtener un perfil medio de la batimetría y la correspondiente desviación estándar en cada punto del perfil. La desviación estándar (barras verticales en la Fig. 5-5) da idea de las variaciones laterales y el ruido de la batimetría. La desviación en Tonga es elevada cerca del eje de la fosa (unos 500 m) y disminuye al alejarse del mismo (80 m entorno al *forebulge*). En Kermadec la dispersión es ligeramente más alta.

Con el fin de comparar las distribuciones de esfuerzos predichas por el modelo con los terremotos observados en la zona, es necesario conocer los hipocentros y los mecanismos focales de los mismos. Los mecanismos focales (Fig. 5-6) han sido tomados de la recopilación editada por el USGS/NEIC (USGS/NEIC *Hypocenter Associated Data Base*) y el ISC (ISC *Bulletin Data Base*) (NEIC, 1990). La proyección en el plano de modelización se ha realizado de igual manera que en el caso de las medidas batimétricas. Los tramos de fosa utilizados para la proyección son, debido a la escasez de datos, más amplios que los usados para proyectar la batimetría: 1059 km (Tonga) y 932 km (Kermadec).

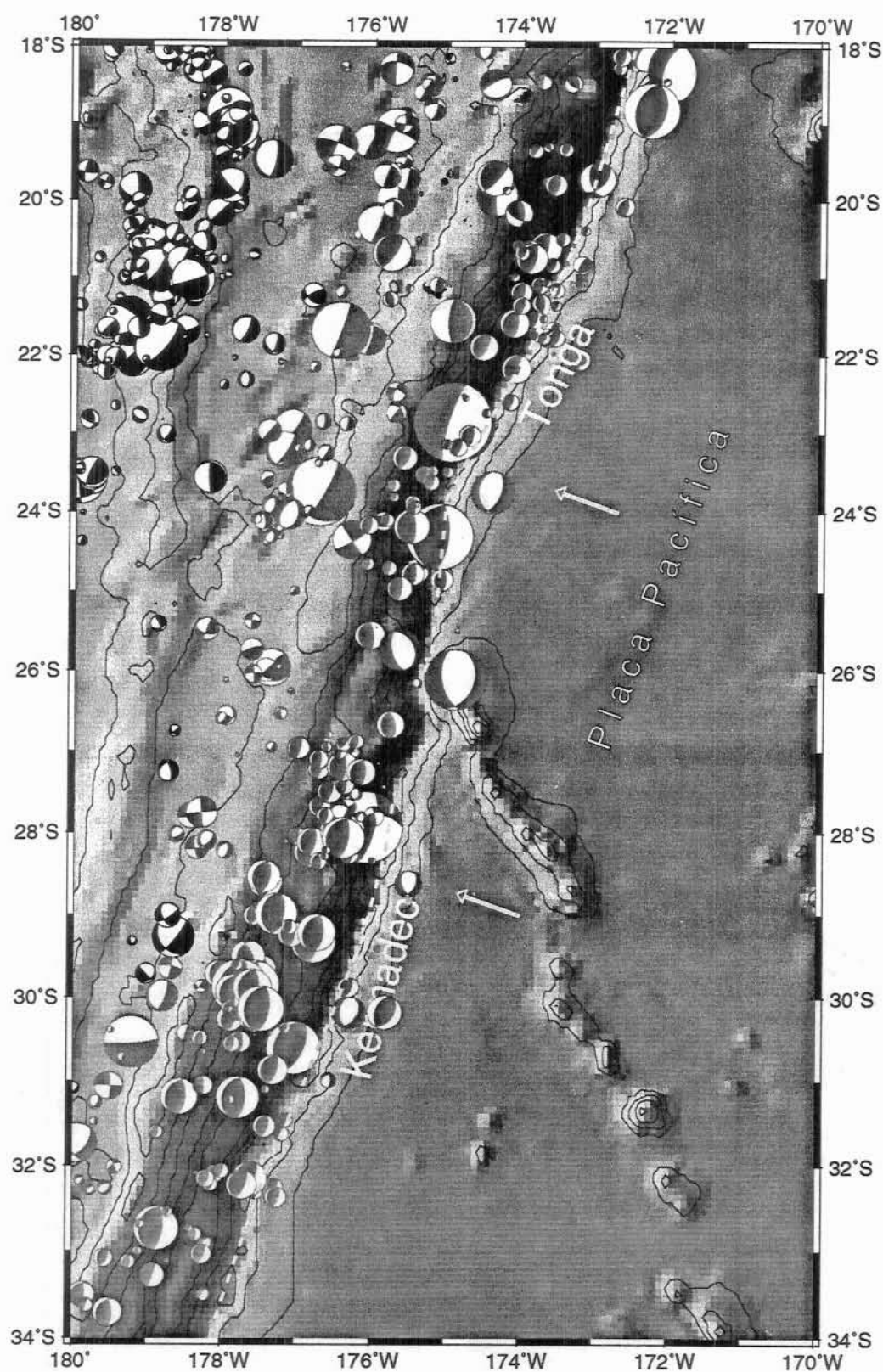


Fig. 5-6.- Mapa de localización de hipocentros y mecanismos focales de terremotos en las fosas de Tonga y Kermadec. El color de los mecanismos indica el intervalo de profundidades de cada evento: 0-50 km (rojo); 50-250 km (verde oscuro); >250 km (negro). El tamaño indica la magnitud del evento.

## 5.4 Resultados

### 5.4.1 Fosa de Tonga

La Fig. 5-7 muestra la variación del error medio entre modelo y batimetría  $\langle \Delta w \rangle$  en función de los valores de las fuerzas externas. La Fig. 5-8 muestra como varía  $\langle \Delta w \rangle$  con la fuerza horizontal. La Tabla 5-1 contiene los parámetros resultantes de la inversión para la Fosa de Tonga con los tres modelos de placa y para los casos  $F_x=0$  y  $F_x \neq 0$  (sin y con fuerza horizontal). Los errores de determinación indicados para cada parámetro se refieren al error asociado al método de búsqueda del ajuste óptimo, no a la fiabilidad de los resultados. El grado de indeterminación real de los valores de los parámetros invertidos es más importante (como sugieren la Fig. 5-7 y la Fig. 5-8) si se tiene en cuenta la dispersión de los datos batimétricos, que acentúa la multiplicidad de soluciones. El error en la fuerza ( $F_x, F_z$ ), teniendo en cuenta este hecho, es de  $3 \cdot 10^{12}$  N/m y para el momento  $M$  es de  $2 \cdot 10^{16}$  N.

Para el caso de fuerza horizontal nula, el modelo S&S es el que proporciona un mejor ajuste de la batimetría, pero sin llegar a reproducir la pronunciada pendiente en la fosa (Fig. 5-9). La distribución de temperaturas más fría correspondiente al modelo P&S conlleva una mayor rigidez de la placa que no permite ajustar la elevada curvatura, muy localizada, de la placa. Lo

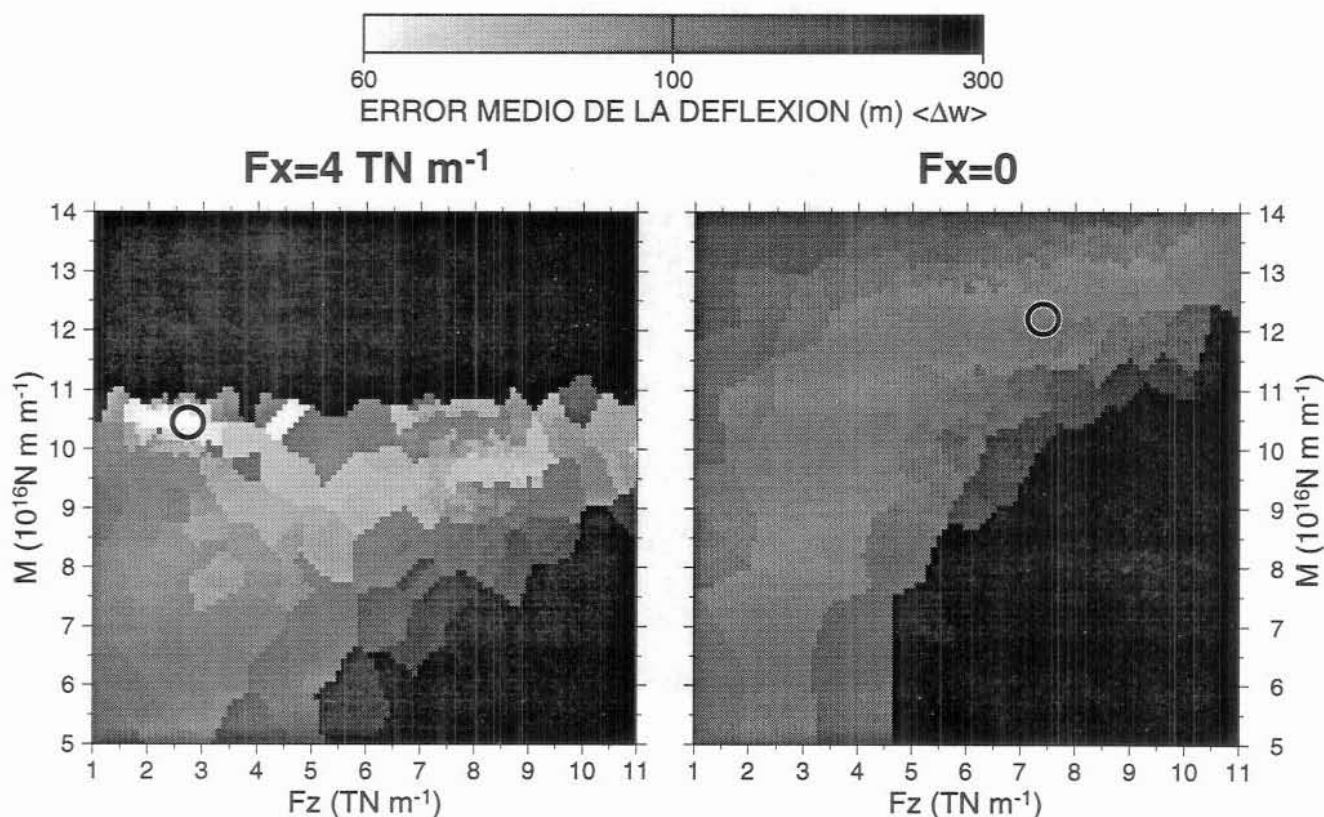


Fig. 5-7.- Diferencia media  $\langle \Delta w \rangle$  entre batimetría y modelo de la Fosa de Tonga en función del momento y la fuerza vertical aplicados. Se muestran los resultados para valores de fuerza tectónica horizontal de  $F_x = 4 \cdot 10^{12}$  N/m (izda.) y  $F_x = 0$  (dcha.) utilizando el modelo de placa S&S. Los círculos muestran los valores de  $M$  y  $F_z$  que proporcionan el ajuste óptimo.

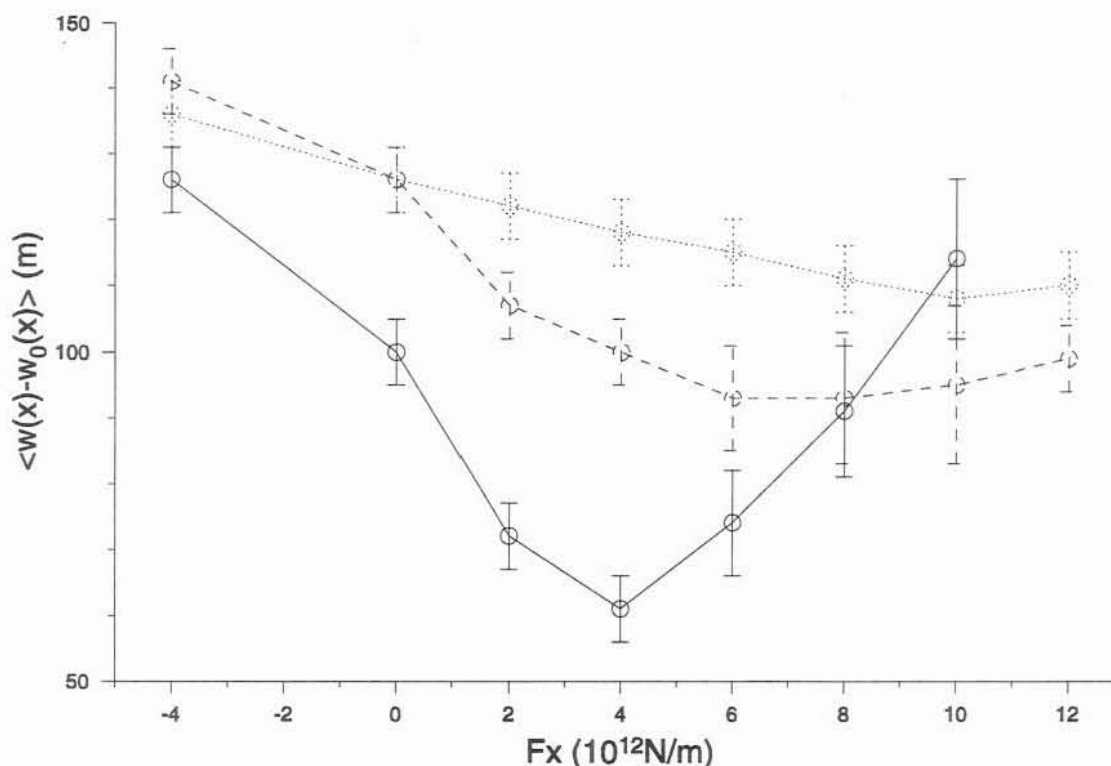


Fig. 5-8.- Diferencia media  $\langle \Delta w \rangle$  entre batimetría y modelo frente a la fuerza horizontal para los tres modelos de placa aplicados en la Fosa de Tonga: S&S (línea continua), P&S (línea a trazos) y elástico (línea punteada).

mismo ocurre con la placa elástica, cuyo grosor constante (el ajuste óptimo se produce para  $T_e = 17 \pm 2$  km) no posibilita valores altos de curvatura si no están asociados con un *forebulge* muy elevado (ver sección 3.1.2) ni tampoco permite una curvatura tan concentrada como la observada (este resultado coincide con el obtenido por Turcotte *et al.*, 1978). Ninguno de los tres modelos, por tanto, alcanza a reproducir satisfactoriamente la batimetría observada.

Los resultados mejoran considerablemente para los tres modelos de placa cuando se considera una fuerza horizontal extensiva. Esto se explica porque la batimetría observada tiene una pendiente muy elevada que es difícilmente compatible, en ausencia de dicha fuerza, con un *forebulge* de altura casi inapreciable. El error de determinación de dicha fuerza es elevado pero permite afirmar que su valor es positivo (extensivo) y significativo. El mejor ajuste se sigue produciendo con el modelo elastoplástico S&S con una fuerza extensiva de  $4 \cdot 10^{12}$  N/m.



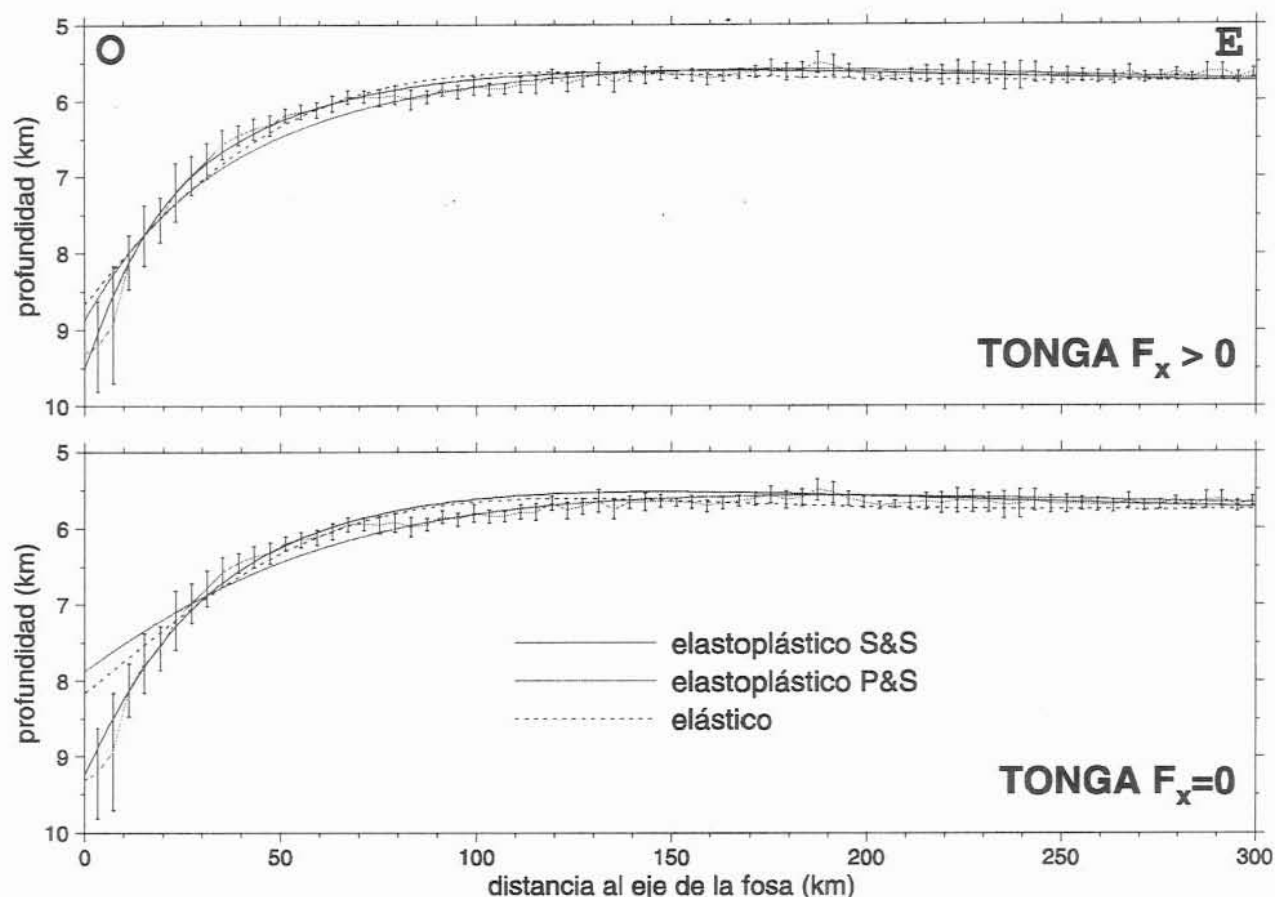


Fig. 5-9.- Ajustes óptimos obtenidos con los diferentes modelos de placa comparados con las batimetrías observadas (líneas gruesas) en la fosa de Tonga, con fuerza tectónica horizontal ( $F_x \neq 0$ ) y sin fuerza tectónica horizontal ( $F_x = 0$ ). Las barras verticales indican la desviación estándar de las medidas de batimetría proyectadas. Las líneas continuas corresponden al modelo elastoplástico con el régimen térmico calculado por Stein & Stein (1992); Las líneas a trazos corresponden al mismo modelo con el régimen de temperaturas calculado por Parsons & Sclater (1977); Las líneas punteadas corresponden al modelo elástico puro.

Tabla 5-1.- Resultados de la modelización en la Fosa de Tonga: valores de las fuerzas que actúan en el eje de la fosa correspondientes a los mejores ajustes de cada modelo de placa. S&S y P&S corresponden a la placa elastoplástica con la distribución de temperaturas de Stein & Stein (1992) y Parsons & Sclater (1977) respectivamente. Para cada modelo se muestran los mejores ajustes obtenidos con y sin fuerza horizontal. Las deflexiones correspondientes aparecen en la Fig. 5-9.

| Modelo de placa                      | $F_x$                        | $F_z$                          | M                            | $\langle \Delta w \rangle$ |
|--------------------------------------|------------------------------|--------------------------------|------------------------------|----------------------------|
| unidades y error en la determinación | $10^{12}$ N/m<br>( $\pm 1$ ) | $10^{12}$ N/m<br>( $\pm 0.5$ ) | $10^{16}$ N<br>( $\pm 0.5$ ) | m<br>( $\pm 2$ )           |
| S&S                                  | 4                            | 2.7                            | 10.5                         | 61                         |
| ( $F_x=0$ )                          |                              | 7.4                            | 12.2                         | 99                         |
| P&S                                  | 8                            | 0.0                            | 13.8                         | 93                         |
| ( $F_x=0$ )                          |                              | 2.2                            | 14.8                         | 127                        |
| Elást. $T_e=17$ km                   | 10                           | 1.7                            | 1.3                          | 108                        |
| ( $F_x=0$ )                          |                              | 1.5                            | -1.0                         | 126                        |

Un resultado importante es la modificación drástica que produce la utilización del modelo elástico en los valores predichos para las fuerzas de contorno. Mientras que el mejor ajuste de S&S predice una fuerza vertical de  $2.7 \cdot 10^{12}$  N/m y un momento de 10.5 N, en el modelo elástico los valores son mucho menores (el momento casi diez veces menor). Por tanto, ignorar el efecto de la limitación plástica de los esfuerzos (como ocurre en el modelo elástico) supone una importante subestimación de las fuerzas que actúan en el eje de la fosa.

Se han obtenido resultados similares utilizando otras batimetrías anteriores a la de Smith & Sandwell (1997) como ETOPO5 (que aparece en la Fig. 5-6) o el perfil de la NOAA (*National Oceanic and Atmospheric Administration*) de 1970 modelizado por Turcotte *et al.* (1978). La recopilación de Smith & Sandwell (1997), no obstante, es la más completa y permite separar las medidas directas de los valores interpolados a partir del campo gravitatorio.

La distribución de esfuerzos obtenida para el mejor ajuste batimétrico (Fig. 5-10) parece razonablemente acorde con la distribución de hipocentros de los escasos terremotos ocurridos en la zona modelizada. Los terremotos de intraplaca (eventos de *outer-rise*) de mecanismo focal extensivo se restringen a la parte superior de la placa y quedan dentro de la zona de fractura extensiva predicha por el modelo (zona punteada en blanco en la figura). Superpuestos a éstos hay un grupo de eventos compresivos probablemente asociados a la interacción entre placas y cuyo origen está fuera del alcance de este estudio. En la parte inferior de la litosfera aparecen varios eventos compresivos en algunos casos considerablemente apartados de la zona de plasticidad predicha por el modelo. Este desajuste puede ser debido al error en la localización de los hipocentros debido a la escasez y mala distribución de estaciones sísmicas en la región.

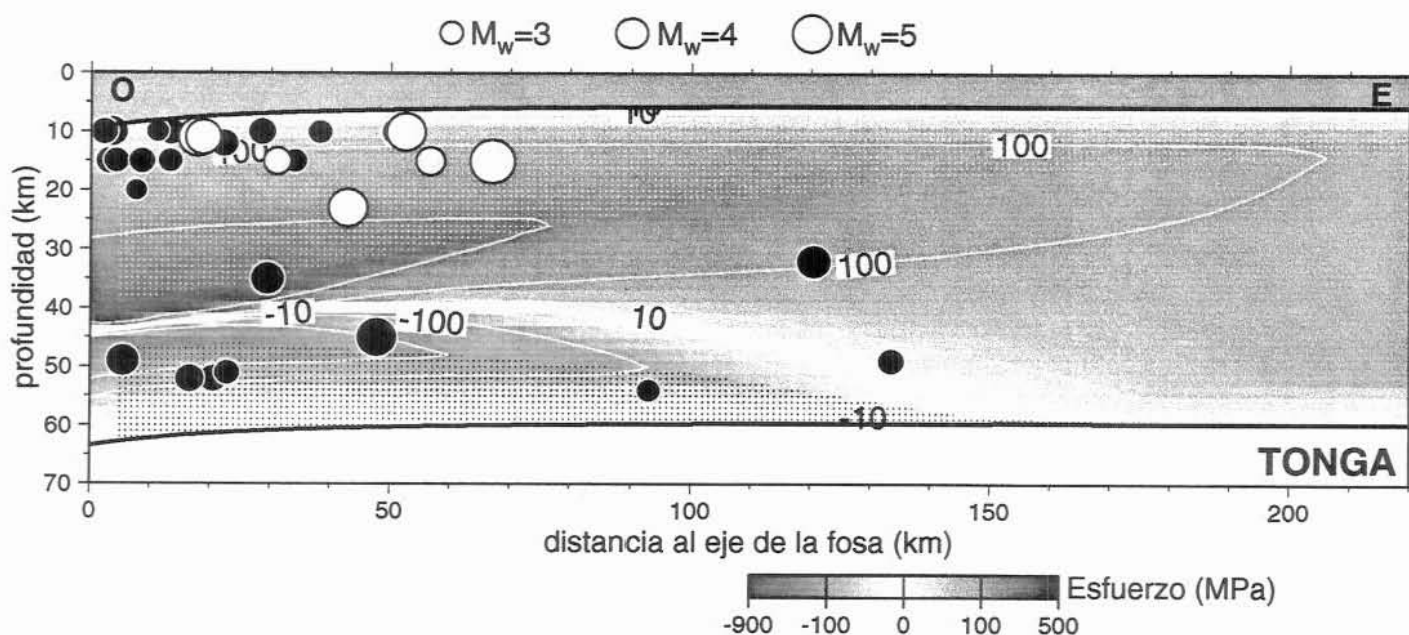


Fig. 5-10.- Distribución de los esfuerzos diferenciales de origen flexural obtenidos para el mejor ajuste de la batimetría de Tonga. El modelo de placa es el S&S. Los tonos rojos indican esfuerzos compresivos (negativos); los azules indican extensión. La región punteada sufre deformación anelástica debida a la flexión. Los círculos corresponden a la proyección de los hipocentros de terremotos de mecanismo focal extensivo (blanco) o compresivo (negro). Líneas de contorno de esfuerzo:  $\pm 10$ ,  $\pm 30$ ,  $\pm 100$  y  $\pm 300$  MPa.

## 5.4.2 Fosa de Kermadec

La Tabla 5-2 muestra los resultados para la Fosa de Kermadec, similares a los obtenidos para la fosa de Tonga. De nuevo, el mejor ajuste se obtiene con el modelo S&S con una fuerza cuya componente horizontal extensiva es de  $4 \cdot 10^{12}$  N/m y cuya componente vertical hacia el

Tabla 5-2.- Resultados de la modelización en la Fosa de Kermadec. La notación es la misma que en la Tabla 5-1. Las deflexiones correspondientes aparecen en la Fig. 5-11.

| Modelo de placa                      | $F_x$                        | $F_z$                          | M                            | $\langle \Delta w \rangle$ |
|--------------------------------------|------------------------------|--------------------------------|------------------------------|----------------------------|
| unidades y error en la determinación | $10^{12}$ N/m<br>( $\pm 1$ ) | $10^{12}$ N/m<br>( $\pm 0.5$ ) | $10^{16}$ N<br>( $\pm 0.5$ ) | m<br>( $\pm 2$ )           |
| S&S                                  | 4                            | 3.0                            | 9.9                          | 83                         |
| ( $F_x=0$ )                          |                              | 2.2                            | 9.1                          | 96                         |
| P&S                                  | 10                           | 1.2                            | 10.8                         | 91                         |
| ( $F_x=0$ )                          |                              | 1.4                            | 14.8                         | 109                        |
| Elást. $T_c=17$ km                   | 10                           | 1.3                            | -0.1                         | 104                        |
| ( $F_x=0$ )                          |                              | 1.2                            | -1.3                         | 109                        |

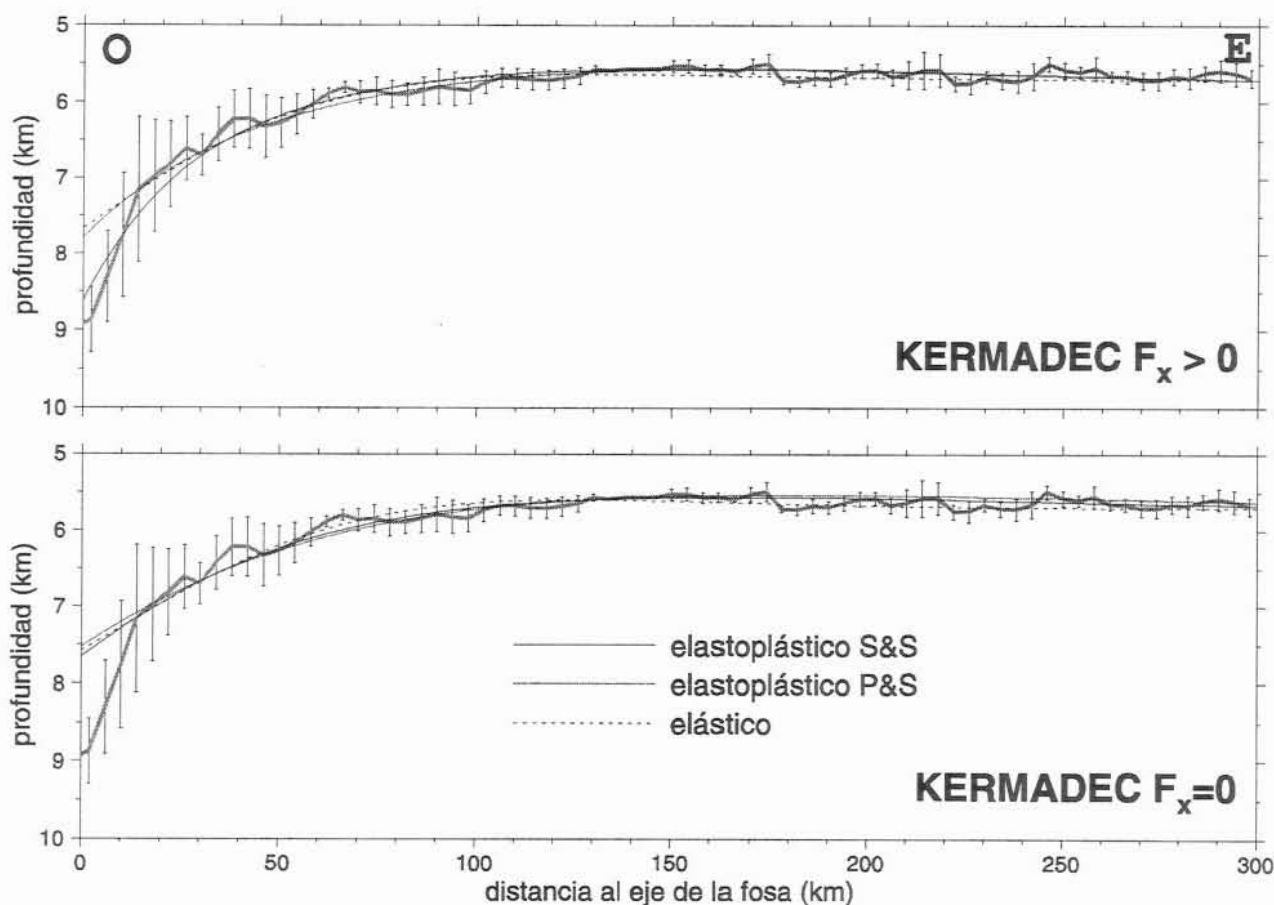


Fig. 5-11.- Ajustes óptimos obtenidos con los diferentes modelos de placa comparados con las batimetrías observadas en la fosa de Kermadec. La notación es la misma que en la Fig. 5-9.

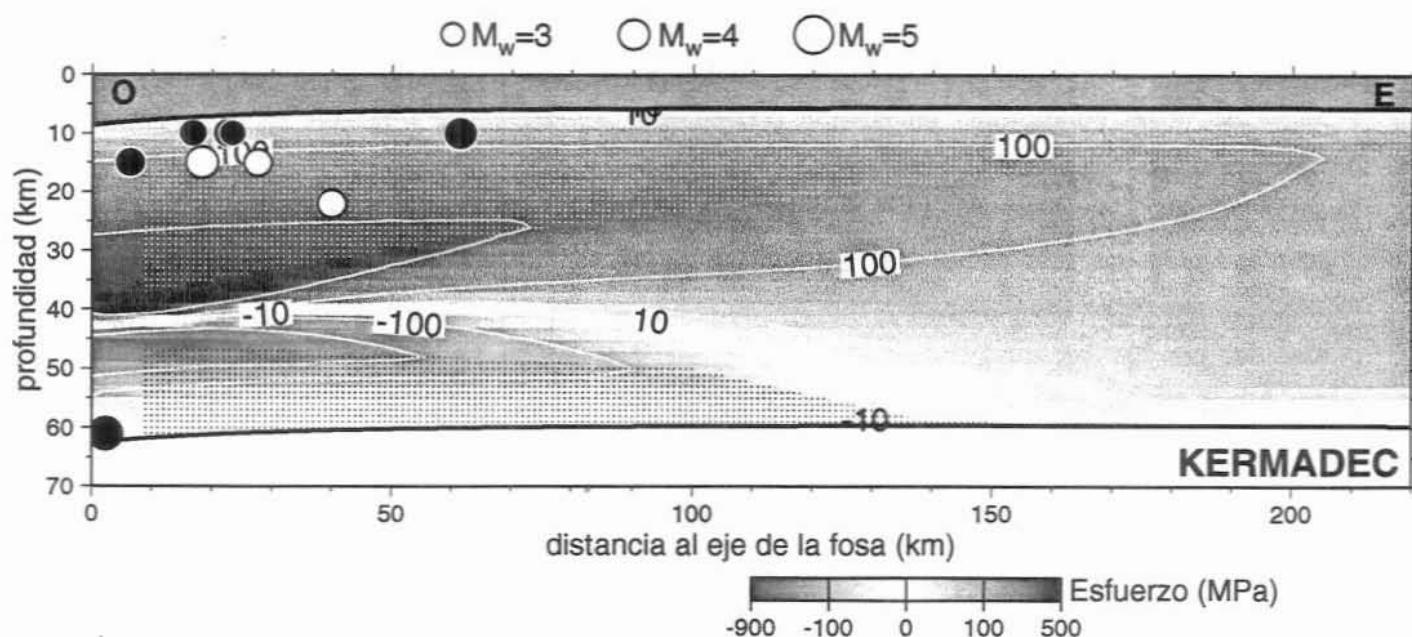


Fig. 5-12.- Distribución de los esfuerzos diferenciales de origen flexural obtenidos para el mejor ajuste de la batimetría de Kermadec. El modelo de placa es el S&S. La notación es la misma que en la Fig. 5-10.

centro de la Tierra es de  $3.0 \cdot 10^{12}$  N/m. En el eje de la fosa se obtiene además un momento en sentido levógiro de  $9.9 \cdot 10^{16}$  N. La comparación entre los distintos modelos y la batimetría aparece en la Fig. 5-11.

Tanto el modelo elástico como el P&S requieren fuerzas extensionales que duplican la requerida para la placa S&S y, en particular, el modelo elástico predice un momento muy diferente del de los modelos con reología estratificada e incluso de signo opuesto.

Las diferencias medias  $\langle \Delta w \rangle$  entre batimetría y modelo son mayores que en el caso de Tonga debido a la mayor irregularidad de la batimetría.

La distribución de esfuerzos obtenida para el mejor ajuste de la batimetría (Fig. 5-12) predice la ruptura frágil en la parte superior de la placa (zona punteada en blanco) a partir de 10 km de distancia al eje de la fosa ( $x > 10$  km) y deformación dúctil en la parte inferior entre  $x=9$  km y  $x=140$  km (zona punteada en negro). Nuevamente, los terremotos extensivos se restringen a la parte superior de la placa y quedan dentro de la zona de fractura extensiva predicha por el modelo, pero superpuestos a ellos hay un grupo de eventos compresivos que no son explicables dentro de las hipótesis del modelo. En la parte inferior de la litosfera no hay suficientes mecanismos focales disponibles que permitan validar los resultados del modelo.

## 5.5 Discusión y conclusiones

El modelo de placa elastoplástica ha permitido reproducir de forma satisfactoria el perfil del suelo oceánico de las fosas de Tonga y Kermadec y delimitar la estructura termo-mecánica de la litosfera en dichas regiones.

Un elemento importante a tener en cuenta en la interpretación de los resultados es la incertidumbre en los parámetros reológicos. Dichos parámetros son obtenidos en laboratorio y extrapolados a las condiciones de presión y temperatura mucho más extremas de la litosfera. Estos parámetros varían substancialmente entre distintos autores (Fernández & Ranalli, 1997), lo cual introduce una importante incertidumbre en los modelos de flexión (Panteleyev & Diament, 1993). En este trabajo, el error inducido en las envolventes de esfuerzos por las indeterminaciones en los parámetros reológicos puede ser del mismo orden que las diferencias producidas por los dos modelos térmicos utilizados. Los resultados que se han obtenido, por tanto, deben ser entendidos como favorecedores de una determinada envolvente de esfuerzos (placa S&S) frente a otra (placa P&S), más que de una u otra estructura térmica.

La fuerza horizontal obtenida por Liu & McNally (1993) es de signo contrario a la que se ha obtenido en este trabajo, es decir, compresiva. Existen dos posibles explicaciones a esta discrepancia: 1) Los autores utilizaron un modelo elástico de placa, lo que no parece adecuado para determinar las fuerzas ni la distribución de esfuerzos de flexión; 2) Utilizaron como observable (para determinar la fuerza horizontal) la posición de los hipocentros y sus mecanismos focales, que son muy escasos, de incertidumbre muy elevada y probablemente responden a un periodo de tiempo poco representativo de la evolución de la subducción.

El sentido extensivo (signo positivo) de la fuerza resultante  $F_x$  obtenido en este trabajo supone un acoplamiento tectónico  $F_{tc}$  considerablemente menor al predicho por Liu & McNally (1993), incluso cercano a cero si se toman los valores de  $F_{sp}$  y  $F_r$  calculados por estos autores.

El régimen extensivo que se deriva de los resultados favorece el modelo más comúnmente aceptado de tracción del *slab* (*slab pull*) frente al de arrastre mantélico. En la región de Tonga y Kermadec, esto está apoyado por la importante longitud del *slab* (van der Hilst, 1995, entre otros). La fuerza extensiva calculada parece indicar el papel dominante del peso del *slab* en relación al movimiento de subducción de la placa Pacífica y resta importancia a la fuerza de fricción entre las placas Australiana y Pacífica.

Las conclusiones extraíbles de los resultados de la modelización pueden resumirse en los siguientes puntos:

1. El modelo de placa elastoplástica con resistencia dependiente de la profundidad explica la batimetría de la Placa Pacífica en las fosas de Tonga y Kermadec; el modelo elástico no permite ajustar satisfactoriamente dicha batimetría.
2. El régimen de temperaturas obtenido según el modelo de placa térmica de Stein & Stein (1992), utilizado para calcular la envolvente de esfuerzos, produce un mejor ajuste en ambas fosas que el de Parsons & Sclater (1977). El espesor mecánico correspondiente al primer modelo es de  $H=54$  km. La modelización de la flexión litosférica mediante el modelo desarrollado en este trabajo permite la determinación de las fuerzas que actúan en el eje de la fosa sobre la placa que subduce y resulta adecuada para validar diferentes estructuras de resistencia en la litosfera.



3. La acción de una fuerza horizontal extensiva tiene un efecto apreciable en la deflexión de la placa que permite un mejor ajuste de la batimetría. Este resultado coincide con los obtenidos por Karner (1986) y Karner *et al.*, (1993) mediante un modelo de placa elástica.
4. El ajuste óptimo de la batimetría requiere un momento actuando en el eje de las fosas en sentido levógiro de  $10.5 \pm 2.0 \cdot 10^{16}$  N (Tonga) y  $9.9 \pm 2.0 \cdot 10^{16}$  N (Kermadec). La fuerza vertical que actúa en el eje tiene un valor de  $2.7 \pm 1.0 \cdot 10^{12}$  N/m (Tonga) y  $3.0 \pm 1.0 \cdot 10^{12}$  N/m (Kermadec) en sentido hacia el centro de la Tierra. La modelización en las dos fosas requiere una fuerza horizontal extensiva de entre 3 y  $7 \cdot 10^{12}$  N/m. Estas fuerzas difieren de las obtenidas por Turcotte *et al.* (1978).
5. La utilización de un modelo de placa elástica para ajustar la batimetría puede distorsionar hasta en un orden de magnitud el valor de las fuerzas que actúan en el eje. Esto se debe a que la distribución de esfuerzos asumida por dicho modelo es demasiado simple.
6. La distribución de esfuerzos predicha por el modelo concuerda de forma significativa con la distribución de los mecanismos focales intra-placa en la zona teniendo en cuenta la escasez de estos datos y los errores en la localización de los hipocentros.



## 6. APLICACIÓN DE LOS MODELOS 2D Y 3D A LA CUENCA DE ANTEPAÍS DEL GUADALQUIVIR

Parte del contenido de este capítulo ha sido aceptado para su publicación en la revista *Geological Society of London Special Publications* (Fernández *et al.*, 1998a; Berástegui *et al.*, 1998), en particular la recopilación de observaciones geofísicas y la interpretación de líneas de sísmica de reflexión superficial, que ocupan la sección 6.2.

### 6.1 Introducción

A lo largo de los capítulos anteriores se han descrito las aproximaciones utilizadas para modelizar numéricamente la flexión de la litosfera poniendo especial énfasis en la formación de cuencas de antepaís. La aplicación del modelo 2D a las fosas oceánicas de Tonga y Kermadec ha puesto de manifiesto la importancia de considerar la dependencia de la reología con la profundidad para poder predecir correctamente la respuesta mecánica de la litosfera oceánica. En este capítulo se mostrará que también para la modelización de cuencas de antepaís es importante tener en cuenta esas propiedades elastoplásticas de la litosfera continental.

El interés de la aplicación del modelo, no obstante, no se reduce al estudio de la respuesta mecánica de la litosfera continental. La evolución de la Cuenca del Guadalquivir y su relleno

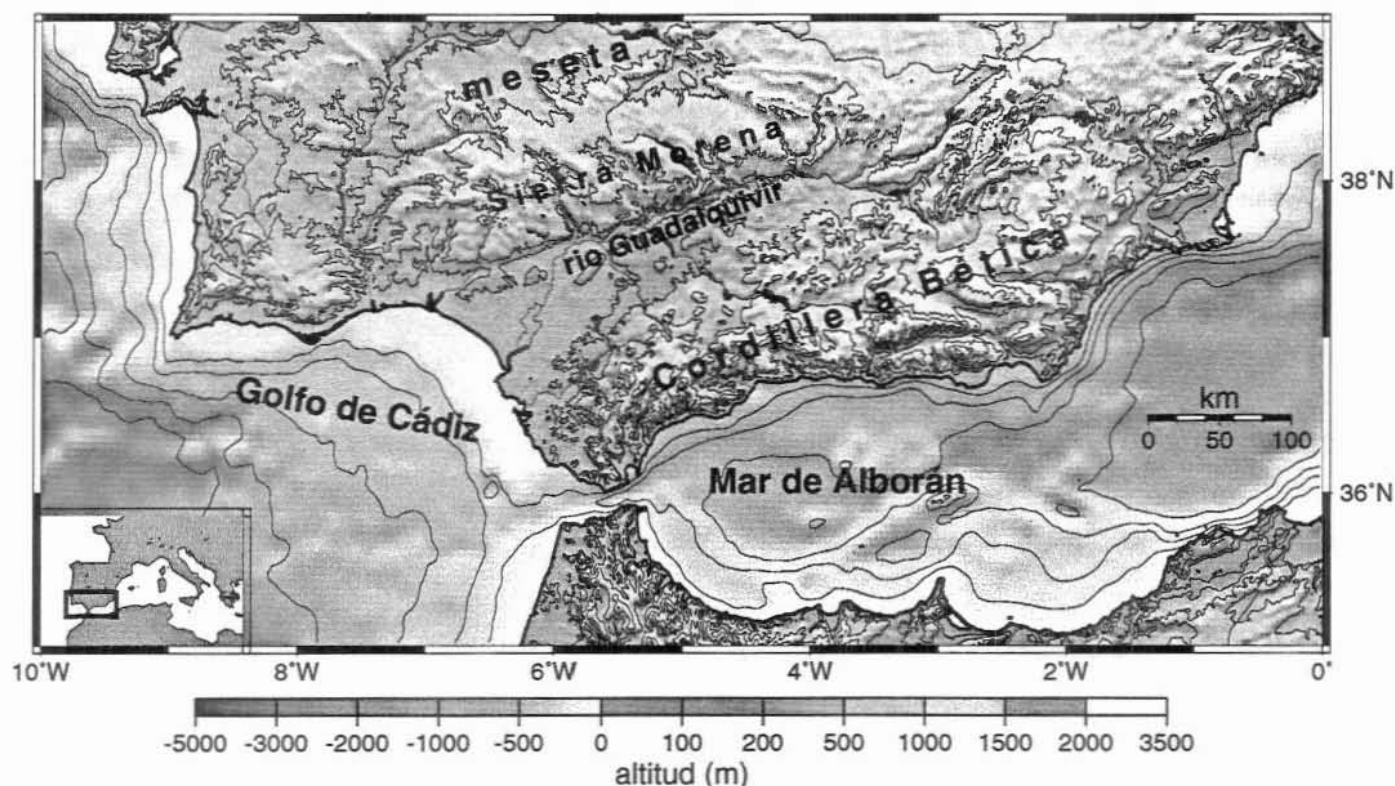


Fig. 6-1.- Mapa topográfico del Sur de la Península Ibérica realizado a partir de la base de datos de la *Geophysical Exploration Technology, University of Leeds* (en mar) y la del *USGS* (en tierra).

basamento paleozoico que corresponde a la prolongación hacia el sur del Macizo Ibérico. La Cordillera Bética, que constituye el extremo occidental del cinturón orogénico alpino que se extiende desde el Himalaya al Mediterráneo Occidental, marca el límite Sur de la cuenca. La ausencia de deformación reciente importante en el Macizo Ibérico contrasta con la evidente actividad tectónica compresiva y extensiva que se observa en las Béticas durante todo el Terciario. La deformación por acortamiento en la Cordillera Bética parece iniciarse durante el Eoceno (54 Ma) e intensificarse en el Mioceno Superior (10 Ma), coincidiendo con la formación de la cuenca, y denota el carácter activo de su margen Sur que contrasta con el carácter pasivo del margen Norte.

Una imagen muy similar se observa en el Rif (Norte de Africa), donde dominios geológicos equivalentes a los descritos se disponen aproximadamente en simetría especular respecto al Mar de Alborán. La formación del llamado Arco de Gibraltar es consecuencia del emplazamiento en dirección E-O del dominio de Alborán sobre los dominios continentales Íbero y Magrebí (García-Dueñas *et al.*, 1992) y la compresión relacionada con dicho emplazamiento es coetánea con la extensión del Mar de Alborán (García-Dueñas & Balanyá, 1991; García-Dueñas *et al.*, 1992, 1993; Comas *et al.*, 1992, 1993).

La reconstrucción paleogeográfica del Mesozoico corresponde a un margen pasivo en el que los materiales de las actuales Zonas Externas se depositaban sobre el basamento paleozoico al Sur de la actual Cuenca del Guadalquivir (García-Hernández *et al.*, 1980). Según Sanz de Galdeano & Rodríguez-Fernández (1996), la línea de costa y las profundidades no varían substancialmente hasta el Languiense, momento en que comienza la deposición en la cuenca actual (Fig. 6-3). El ambiente deposicional a partir de ese momento varía según los autores entre cuenca somera y turbidítico (Berástegui *et al.*, 1998) o turbidítico (Sanz de Galdeano & Rodríguez-Fernández, 1996). La conexión entre el Mediterráneo y el Atlántico al Norte de las Béticas se cierra a finales del Tortoniense (6.5 Ma).

La evolución tectónica de la región está controlada por el movimiento relativo entre las placas Africana y Euroasiática. Dewey *et al.* (1989) sugieren una convergencia entre dichas placas en la región de Alborán de aproximadamente 200 km en dirección N-S entre el Oligoceno Medio y el Mioceno Superior, seguida de 50 km de convergencia oblicua en dirección ONO hasta la actualidad. El desplazamiento de las Zonas Internas (Dominio de Alborán) respecto a las Externas varía según los autores entre los 300 km (Bouillin *et al.*, 1986) y los 400-500 km (Sanz de Galdeano, 1990) en dirección Oeste. El contacto entre las Zonas Externas e Internas revela la existencia de movimiento relativo entre ambas hasta finales del Burdigaliense (16 Ma) (Durand-Delga, 1980; Sanz de Galdeano, 1990) o hasta el final del Eoceno (36 Ma) (Paquet, 1972). Dicho contacto se describe habitualmente como una falla transcurrente dextral (Paquet, 1972; Leblanc & Oliver, 1984) con, posiblemente, alguna componente de convergencia oblicua (De Smet, 1984). En relación al desplazamiento relativo entre Béticas Internas y Externas (p. e., Platzman, 1992; Platzman *et al.*, 1993), se observan

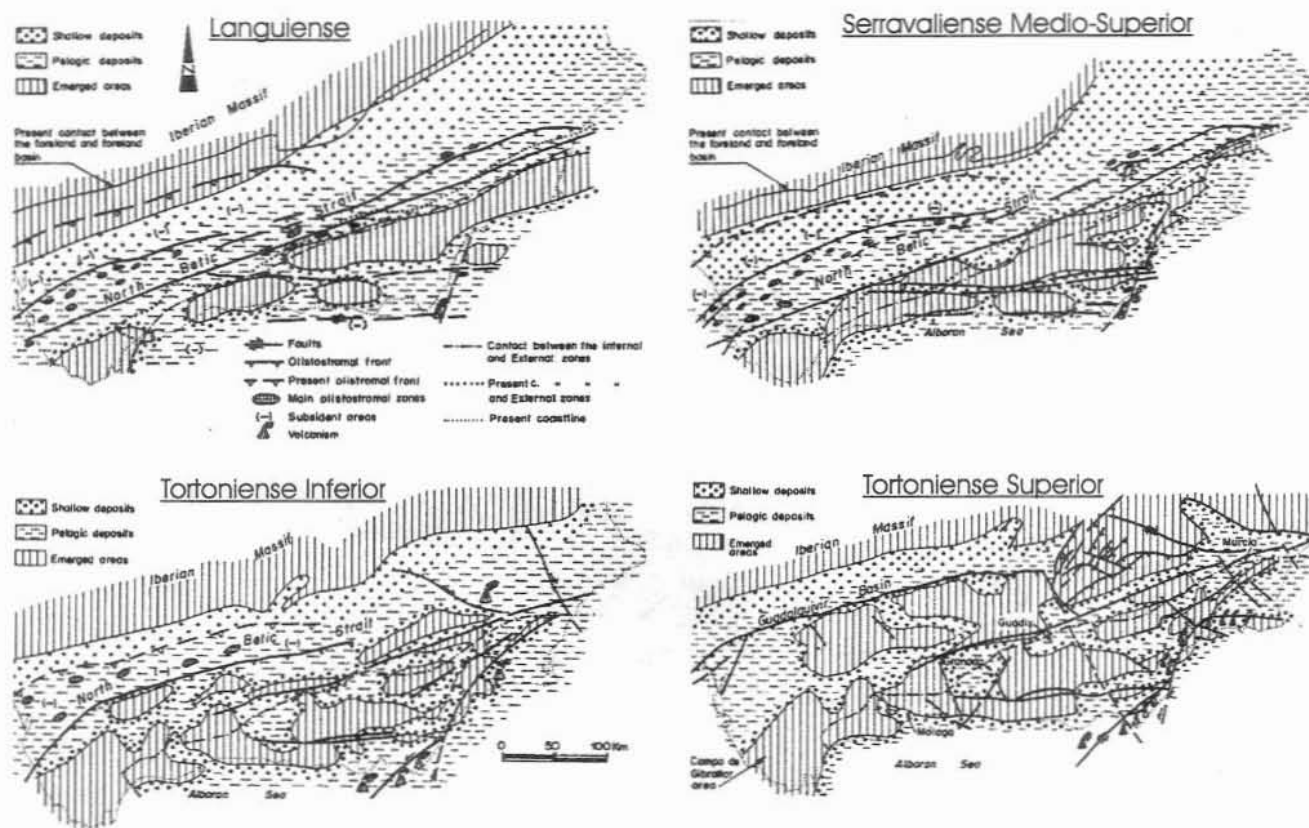


Fig. 6-3.- Reconstrucción paleogeográfica de la Cordillera Bética desde el Languiense hasta finales del Tortonense (modificado de Sanz de Galdeano & Rodríguez-Fernández, 1996).

rotaciones dexas en la zona de contacto de la Cordillera Bética y sinistras en el contacto del Rif. Existen también importantes discrepancias en cuanto a la profundidad que alcanza el contacto entre las Zonas Internas y las Externas, que varía entre la mitad superior de la corteza (Banks & Warburton, 1991), la base de la corteza (Sanz de Galdeano, 1990) y la litosfera (Montenat & D'Estevou, 1996).

## 6.2.2 Datos geofísicos disponibles

### *Profundidad del basamento*

Los datos de profundidad del basamento pre-cenozoico (fundamentalmente Paleozoico con zonas cubiertas por Mesozoico autóctono no deformado) han sido recopilados a partir de 44 sondeos petrolíferos (p. e., Fig. 6-6), una decena de perfiles sísmicos comerciales (p. e., Fig. 6-5) y las interpretaciones de perfiles geológicos realizadas por Banks & Warburton (1991) y Berástegui *et al.* (1998) (p. e., Fig. 6-7). Todos los sondeos están situados en la cuenca a excepción de *Nueva-Carteya-1*, *RGH-1*, *Fuensanta de Martos* y *Bética 18-1* (Fig. 6-4), que están localizados en las Béticas Externas y perforan más de 3000 m de carbonatos mesozoicos que cabalgan sobre sedimentos miocenos autóctonos. La unidad alóctona mesozoica no aparece en cambio en los sondeos situados más próximos al margen pasivo de la cuenca (p. e.,



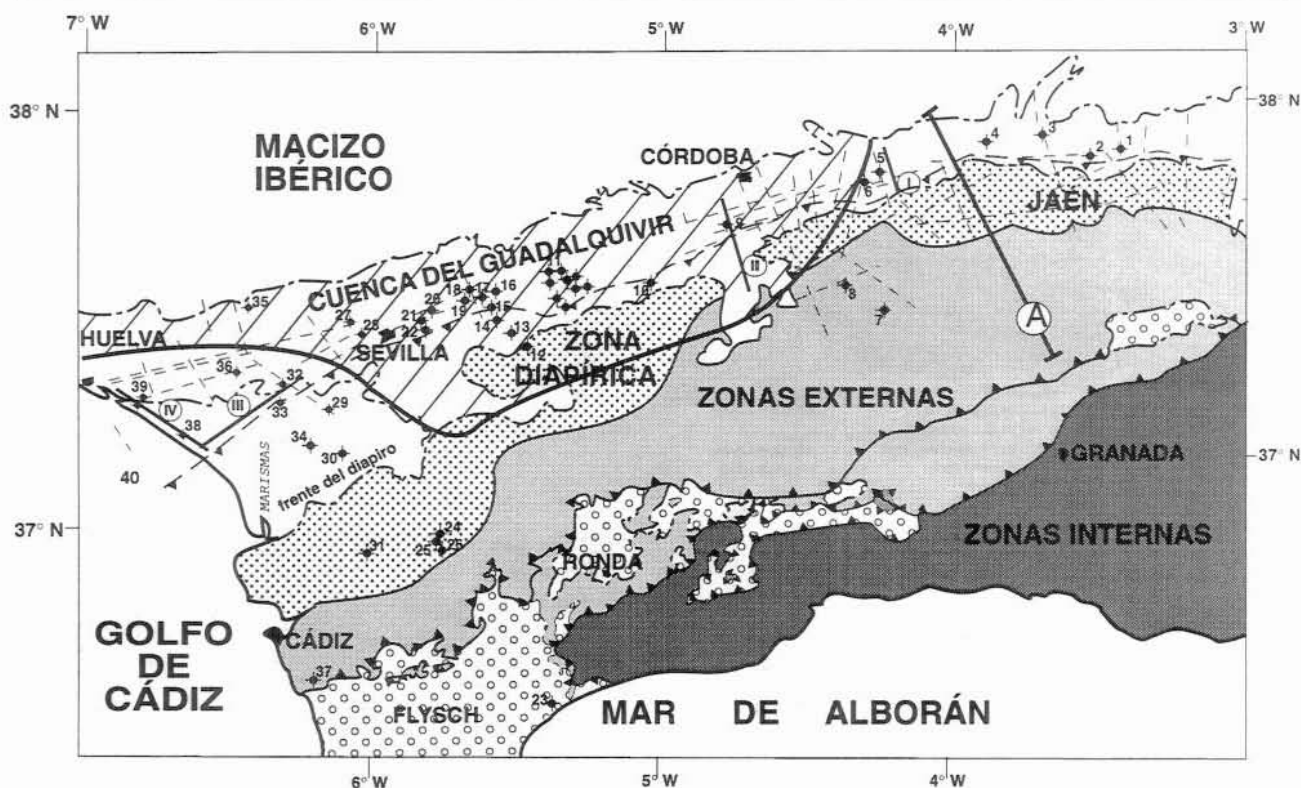


Fig. 6-4.- Localización de las principales líneas sísmicas (líneas continuas), del corte geológico de Martos (segmento 'A', ver Fig. 6-7) y de los sondeos utilizados: 1, Baeza-1; 2, Baeza-2; 3, Baeza-4 o Bailén; 4, Villanueva de la Reina o Baeza-3; 5, Río Guadalquivir K-1; 6, Bujalance; 7, Río Guadalquivir H-1; 8, Nueva Carteya-1; 9, Río Guadalquivir N-1; 10, Ecija 1 y 2; 11, Córdoba A-1 a A-7, Córdoba B-1 y B-2 y Córdoba C-1; 12, Carmona 6; 13, Carmona-5; 14, Carmona-4; 15, Carmona-3; 16, Carmona-2; 17, Sevilla-3; 18, Carmona-1; 19, Sevilla-1; 20, Ciervo; 21, Sevilla-2; 22, Sevilla-4; 23, Cerro Gordo-3; 24, Bornos-3; 25, Bornos-1; 26, Angostura-Bornos; 27, Salteras-1; 28, Castilleja; 29, Isla Mayor; 30, Bética 14-1; 31, Bética 18-1; 32, Villamanrique; 33, CasaNieves; 34, Sapo-1; 35, Villalba del Alcor-1; 36, Almonte-1; 37, Chiclana; 38, Asperillo; 39, Huelva-1; 40, Moguer-1. El área rayada indica el basamento paleozoico directamente cubierto por Neógeno (sin sedimentos mesozoicos). Modificado de Fernández *et al.* (1998a).

*Casanieves-1, Villamanrique-1, Río Guadalquivir N-1, Río Guadalquivir K-1*). Esta misma imagen se repite en la zona Oeste de la cuenca aunque con una pendiente del basamento ligeramente menor.

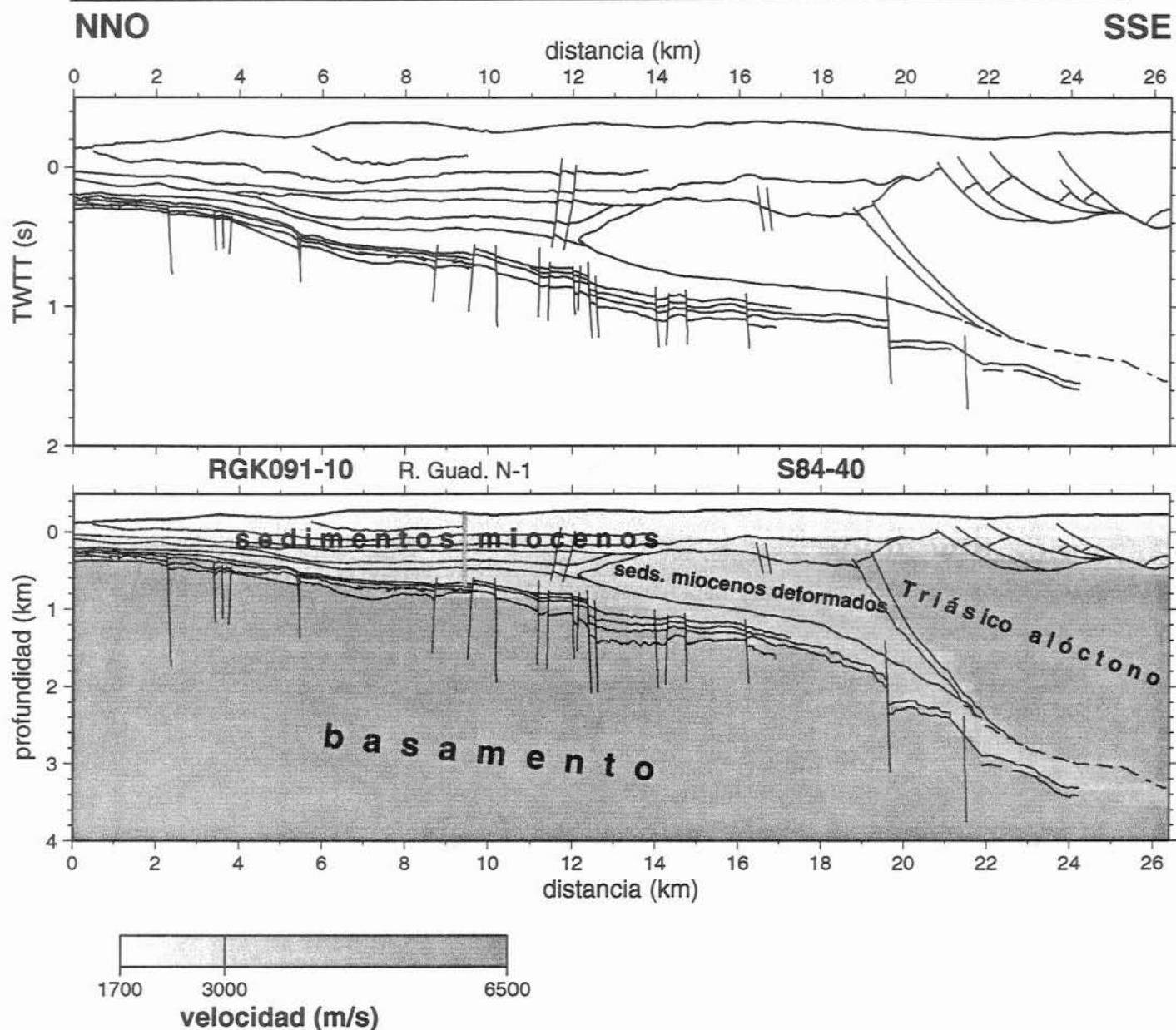


Fig. 6-5.- Interpretación preliminar de las líneas sísmicas RGK091-10 y S84-40 (ver la localización en la Fig. 6-4 y la interpretación definitiva en la Fig. 6-11) en tiempo doble de recorrido TWTT (arriba) y su conversión a profundidad (abajo). Los colores indican las velocidades utilizadas para la conversión. El sondeo Río Guadalquivir N-1 incluye la diagráfia de velocidad sónica, que sirve para acotar el modelo de velocidades empleado.

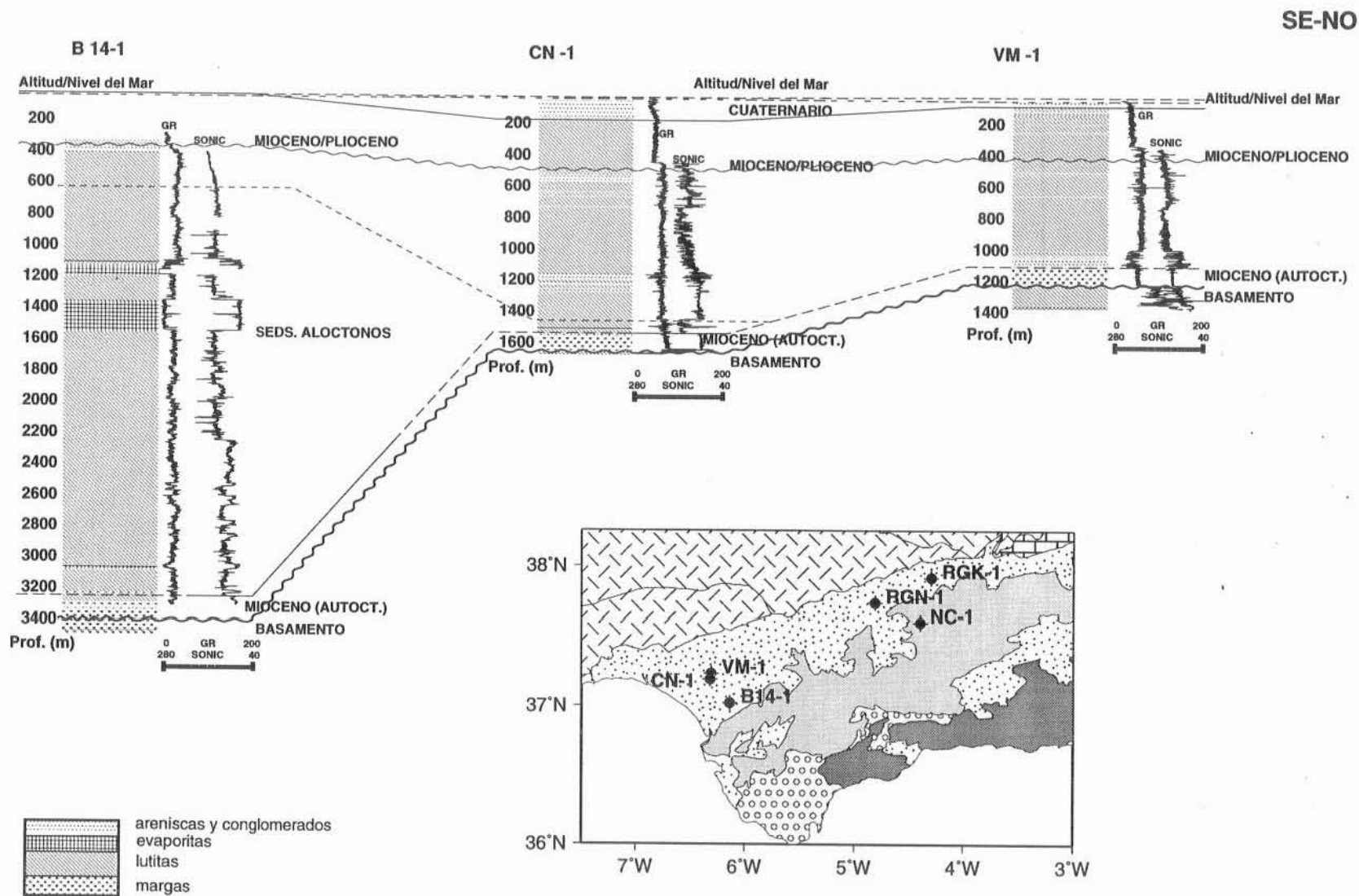


Fig. 6-6.- Correlación entre tres sondeos de la cuenca (Bética 14-1, Casa Nieves-1 y Villa Manrique-1). Se muestran las diagráfias de velocidad sónica ( $\mu\text{s}/\text{pie}$ ) y de rayos gamma. Modificado de Fernández *et al.* (1998a).

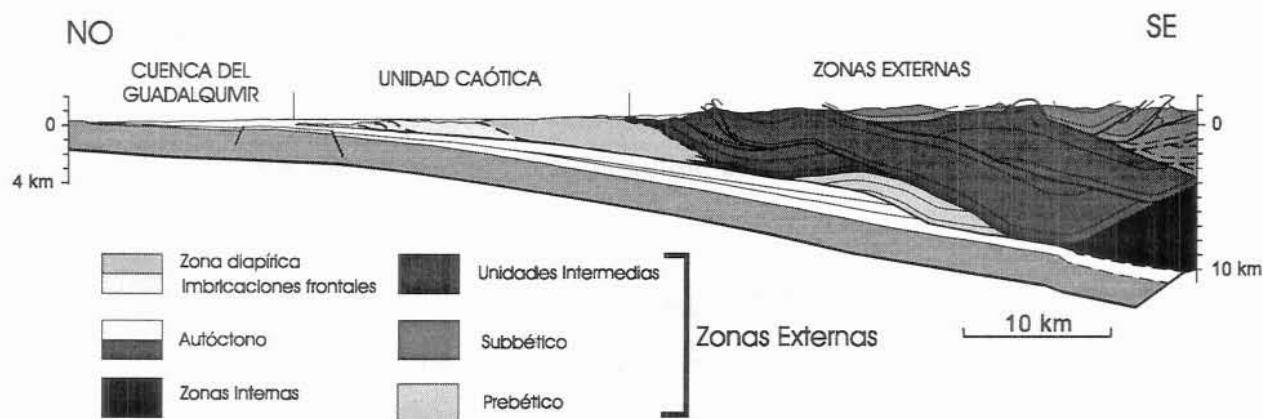


Fig. 6-7.- Corte tectono-estratigráfico interpretado por Fernández *et al.* (1998a) basado en datos de afloramientos, líneas sísmicas y sondeos petrolíferos. Localización en Fig. 6-4.

Las diagráfias de velocidad sísmica (*sonic logs*) de diversos sondeos petrolíferos (p. e., Fig. 6-6) han permitido establecer los rangos de velocidad siguientes: sedimentos pliocuaternarios: 1.8-2.2 km/s; sedimentos neógenos: 2.4-3.0 km/s; sales triásicas: 3.8-5.5 km/s. Estas velocidades han sido utilizadas para convertir a profundidad las líneas sísmicas interpretadas (un ejemplo aparece en la Fig. 6-5).

El mapa resultante de profundidad del basamento pre-cenozoico (Fig. 6-8) muestra una suave inclinación en dirección SSE cuya pendiente se hace más pronunciada conforme se aleja del Macizo Ibérico, pasando de los 4° junto al margen norte de la cuenca a unos 10° bajo los cabalgamientos mesozoicos. El mapa está de acuerdo con el realizado por el IGME (1987), si bien aquí se extienden los resultados más hacia el Este, gracias a la incorporación de nuevas líneas sísmicas y de los perfiles interpretados. El estrechamiento en planta de la cuenca que se

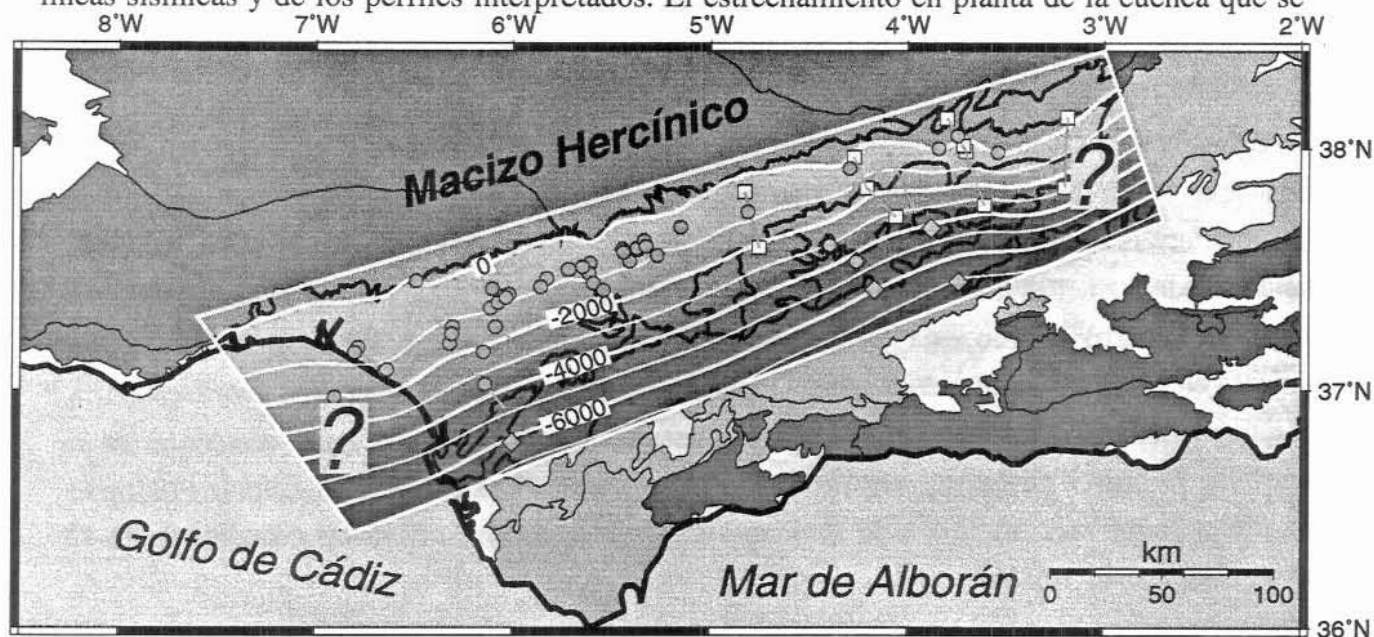


Fig. 6-8.- Profundidad del basamento pre-cenozoico (isolíneas blancas cada 1000 m) deducida a partir de los sondeos petrolíferos (círculos rojos), de las líneas sísmicas (cuadrados) y de secciones interpretadas (rombos verdes).

observa en el Este puede ser debido a la deformación alpina del basamento pre-cenozoico. Dicha deformación se propaga en esta zona más hacia el Norte que en la zona Oeste de la cuenca, enmascarando así el valor de la subsidencia flexural. Por este motivo, durante la modelización no se intentará reproducir la profundidad del basamento en el extremo Este de la cuenca.

### **Anomalía de Bouguer y Geoidal**

El mapa de anomalías gravimétricas de Bouguer mostrado en la Fig. 6-9a se ha obtenido de datos del *Bureau Gravimétrique International*, del Instituto Geográfico Nacional y de diversas campañas de barco. La densidad de reducción es de  $2670 \text{ kg/m}^3$ . La anomalía de Bouguer desciende de entre  $-10$  y  $+20$  mGal en la Macizo Ibérico hasta un mínimo de  $-130$  mGal bajo la Cordillera Bética, y está ligeramente desplazada con respecto a la zona de máxima topografía. La cuenca está dominada por un importante gradiente negativo en dirección SSE que hace que los valores de anomalía de Bouguer observados en el margen activo de la cuenca (en el contacto con las Béticas) sea  $60\text{-}70$  mGal menor que la del margen pasivo (en el contacto con el Macizo Ibérico). En el Mar de Alborán, la anomalía es fundamentalmente positiva como consecuencia de un acusado adelgazamiento cortical, a excepción de su límite Occidental, en el cual el importante espesor de sedimentos, de hasta  $7$  km, produce anomalías por debajo de  $-20$  mGal.

El mapa de altura del geode (Fig. 6-9b) ha sido construido a partir de datos de la Deutsche Geodätische Kommission (Brennecke *et al.*, 1983). La principal característica es el importante gradiente que se observa en la cuenca, conectando valores superiores a  $50$  m observados en el Macizo Ibérico con valores mínimos por debajo de  $46$  m en las Béticas. Como se ha comentado en el capítulo 3, no es común observar mínimos geoidales asociados a orógenos.

### **Espesor cortical**

El mapa de profundidad de la Moho (Fig. 6-10a) ha sido construido a partir de datos de sísmica de refracción y reflexión de gran ángulo y modelos gravimétricos de diversos autores (García-Dueñas *et al.*, 1994; Banda *et al.*, 1981, 1993; Banda, 1988; Suriñach & Vegas, 1988; Banda & Ansorge, 1980; Barranco *et al.*, 1990; González *et al.*, 1993; Torné *et al.*, 1992; entre otros). El Macizo Ibérico está caracterizado por un grosor cortical de unos  $32\text{-}34$  km que aumenta en dirección a las Béticas hasta alcanzar los  $38$  km bajo la zona de mayor topografía. Este engrosamiento es, sin embargo, mucho menos importante en la zona occidental de la cordillera. El brusco adelgazamiento cortical que se produce hacia el Mar de Alborán ( $16$  km en una franja de tan sólo  $30\text{-}35$  km de anchura a lo largo de la costa) conduce a valores de  $15\text{-}17$  km en el centro del mismo.



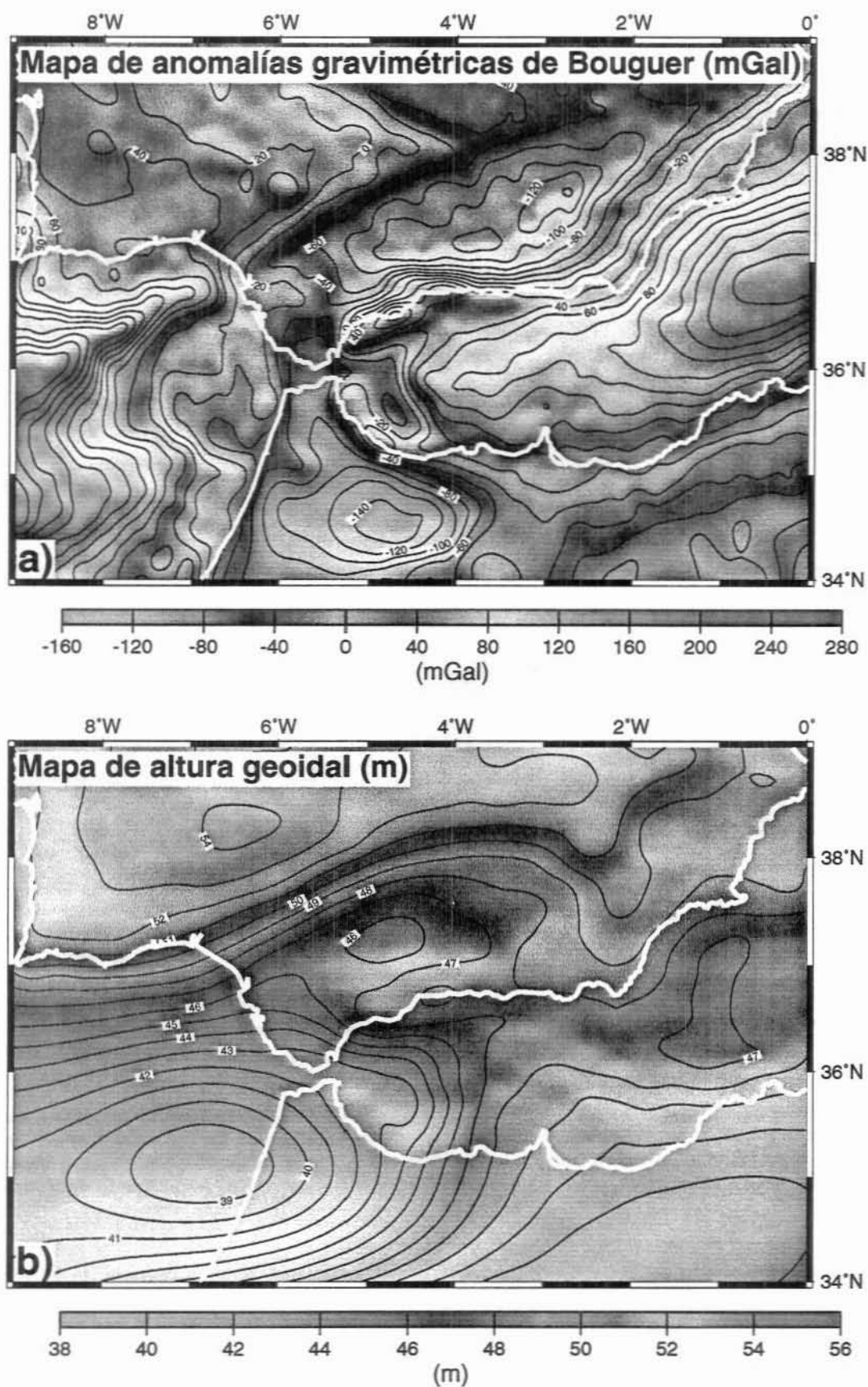


Fig. 6-9.- a) Mapa de anomalías gravimétricas de Bouguer; b) Mapa de altura geoidal. Modificado de Fernàndez *et al.* (1998a).

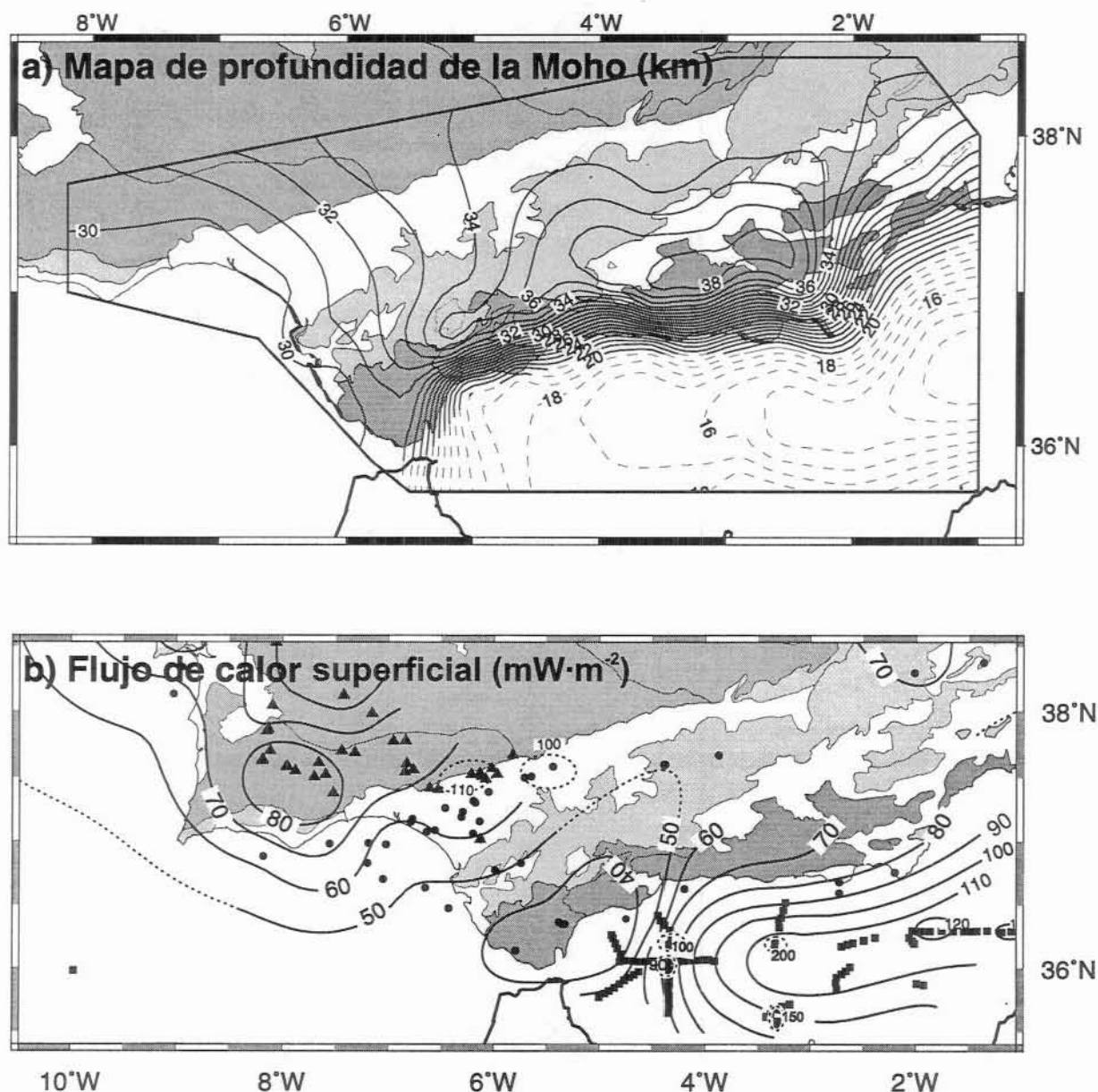


Fig. 6-10.- a) Profundidad de la Moho (base de la corteza) recopilada de campañas de sismica refracción y reflexión y resultados de modelización del campo gravitatorio (modificado de Fernández *et al.*, 1998a); b) Flujo de calor superficial obtenido a partir de medidas en sondeos de petróleo (círculos), sondeos de exploración hidrológica (triángulos) y sondeos en fondo marino (cuadrados) (modificado de Fernández *et al.*, 1998b).

Una característica remarcable que muestra este mapa es que, bajo la cuenca, la Moho no se profundiza hacia el sur con tanta pendiente como el basamento, como cabría esperar si durante el emplazamiento de mantos (proceso de carga) la corteza subyacente no se hubiese deformado substancialmente. Parece necesario, por tanto, considerar la carga asociada a un adelgazamiento cortical simultáneo a la formación de la cuenca. Estos factores serán tenidos en cuenta para la modelización 3D del basamento.

## Flujo de calor

Los datos de flujo de calor superficial mostrados en la Fig. 6-10b provienen de las recopilaciones realizadas por Marzán *et al.*, 1996 y Fernández *et al.*, 1998b. Estos últimos autores utilizaron los datos de gradiente térmico en sondeos petrolíferos (Albert-Beltrán, 1979; Banda *et al.*, 1991), y en sondeos de exploración hidrológica (ITGE, 1993). La conductividad térmica fue estimada a partir de medidas realizadas en laboratorio sobre muestras rocosas aflorantes y a partir también del análisis de diagráfias en sondeos petroleros. Además se incorporaron las medidas de flujo de calor en el fondo oceánico (Polyack *et al.*, 1996). Los datos muestran una importante dispersión debido a la circulación de aguas subterráneas, especialmente importante en el límite Norte de la cuenca y en las Béticas. El flujo de calor superficial varía en tierra desde  $70 \text{ mW}\cdot\text{m}^{-2}$  en el Macizo Ibérico y  $60\text{-}75 \text{ mW}\cdot\text{m}^{-2}$  en la Cuenca del Guadalquivir hasta  $40\text{-}60 \text{ mW}\cdot\text{m}^{-2}$  en las Béticas. En el Mar de Alborán, el flujo aumenta considerablemente hacia las latitudes centrales (hacia el paralelo  $36^\circ \text{ N}$ ) y hacia el Este, donde alcanza valores de hasta  $120 \text{ mW}\cdot\text{m}^{-2}$  relacionados con el vulcanismo y el adelgazamiento cortical y litosférico de la zona (Polyack *et al.*, 1996).

## Relleno de la cuenca

Mientras el análisis de las discontinuidades en el registro sedimentario ha conducido a Sierro *et al.* (1996) a definir una serie de unidades que progradan hacia el WSW durante todo el periodo de relleno de la cuenca, la interpretación de líneas sísmicas (Fig. 6-11) y diagráfias de sondeos petrolíferos (Fig. 6-6) realizada por Berástegui *et al.* (1998) y Fernández *et al.* (1998a) muestra una imagen bien distinta en la que tales progradaciones sólo se observan a partir del final del Mesiniense (5.3 Ma). Existe también desacuerdo en la edad del relleno sedimentario, que varía según los autores entre el Helvetiense (Perconig, 1960-62, 1971), el Tortoniense (Sierro *et al.*, 1996) y el Languiense Superior (Berástegui *et al.*, 1998; Fernández *et al.*, 1998a). En este trabajo, tanto para la geometría de las unidades sedimentarias como para sus edades se ha seguido la interpretación de Berástegui *et al.* (1998) y Fernández *et al.* (1998a). A partir de la interpretación de estos últimos autores, se ha elaborado un corte simplificado orientado SSE-

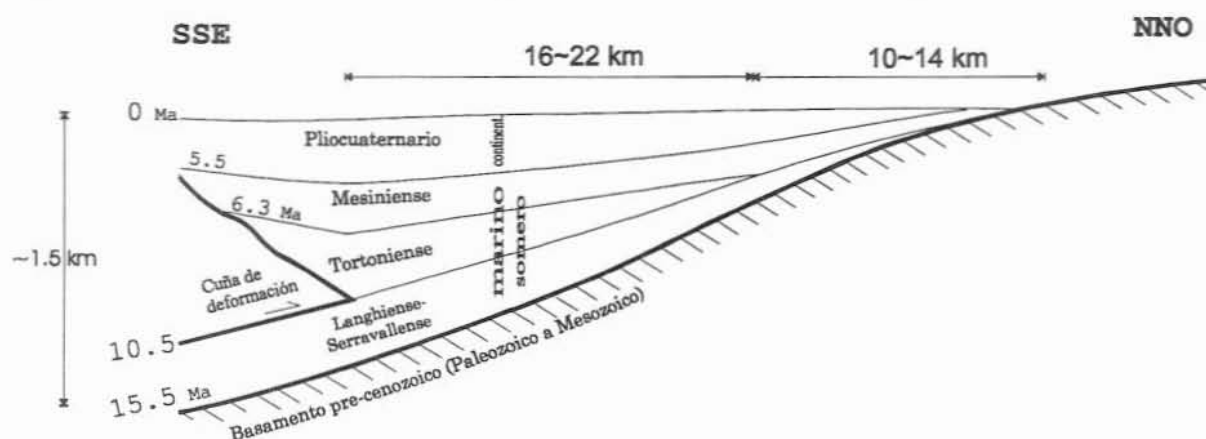


Fig. 6-12.- Síntesis de la geometría de la cuenca y sus unidades sedimentarias realizada a partir de Berástegui *et al.* (1998) y Fernández *et al.* (1998a).

NNO (Fig. 6-12), agrupando las secuencias deposicionales en 4 unidades que serán objeto de modelización: Languiense-Serravaliense, Tortoniense, Mesiniense y Pliocuaternario.

## **6.3 Modelización numérica de la cuenca**

La modelización numérica se ha llevado a cabo en tres etapas. En primer lugar se ha estudiado la flexión mediante el modelo numérico 3D, lo que ha permitido determinar qué componente de la deflexión actual está relacionada con la topografía actual y cuál es la distribución de la carga oculta. En segundo lugar, se ha utilizado el modelo 2D para determinar los mecanismos responsables de la geometría de los sedimentos y su evolución temporal en la parte más externa de la cuenca actual. Por último, se ha utilizado el modelo de placa elastoplástica 2D para determinar la evolución del régimen de esfuerzos flexivos en la placa litosférica, tratar de explicar la aparición de las fallas extensivas en el basamento de la cuenca durante las primeras etapas de su formación y dar una explicación cuantitativa del espesor elástico observado (en términos de la estructura mecánica de la litosfera).

### **6.3.1 Modelización de la geometría 3D del basamento**

#### ***Metodología***

Se ha comenzado la modelización de la cuenca por el estudio de la compensación isostática de la carga topográfica en 3D tomando como punto de referencia los espesores elásticos obtenidos en la modelización 2D de van der Beek & Cloetingh (1992). Para ello, se ha utilizado un modelo conceptual similar al de estos autores pero con una tercera dimensión añadida, la del eje de la cuenca, y teniendo en cuenta la geometría cortical previa al emplazamiento de las unidades cabalgantes. Con este mismo modelo, se analizarán los posibles orígenes y la distribución espacial de la carga oculta adicional necesaria para ajustar la profundidad del basamento. El espesor elástico utilizado varía lateralmente entre 13 km en el límite Oeste de la cuenca hasta 7 km en el extremo Este.

Las cargas que se han tenido en cuenta en esta modelización son: a) la debida a la topografía actual en relación a la topografía/batimetría anteriores a la carga de las Béticas; y b) la debida al incremento/decremento del grosor cortical actual en relación al grosor cortical anterior a la carga de las Béticas. Para calcular dichas cargas, se han tomado como datos bien establecidos los siguientes: La topografía actual; la profundidad actual del basamento; la profundidad inicial del basamento (antes del Cenozoico); la profundidad actual de la Moho; y la geometría cortical inicial. De ésta última no se dispone de ninguna observación directa, por lo que se ha asumido que el margen sudibérico estaba inicialmente en isostasia local, es decir, existía un adelgazamiento cortical hacia el SSE que compensaba localmente la paleobatimetría y la menor topografía respecto al Macizo Ibérico (Fig. 6-13). Así, tomando un valor medio para la topografía y profundidad de la Moho actuales en el Macizo Ibérico de 350 m y 32 km



respectivamente, los 700 m de paleobatimetría del paleomargen sudibérico que describen García-Hernández *et al.* (1980) suponen que la Moho estuvo situada a tan sólo 27.7 km de profundidad.

El modelo consta además de las siguientes aproximaciones: 1) La altitud inicial de la Placa Ibérica es de 350 m (no se disponen de criterios que acoten este parámetro; se asume que la altitud antes de producirse el levantamiento asociado al *forebulge* era 150 m menor que la actual altitud media en el sur del Macizo Ibérico); 2) Los materiales de las Béticas situados por encima de dicha altitud constituyen la carga topográfica y tienen una densidad constante de  $2700 \text{ kg/m}^3$  (valor medio entre sedimentos neógenos, Zonas Béticas Externas y Zonas Béticas Internas); 3) El espacio producido por la deflexión es ocupado por un material de relleno de densidad  $2700 \text{ kg/m}^3$  (Fig. 6-13; ver otros parámetros en la Tabla 6-1).

**Tabla 6-1.-** Parámetros utilizados en el Modelo 3D diseñado para reproducir la geometría del basamento de la cuenca a partir de la topografía, la paleobatimetría y el déficit de corteza.

| Modelo 3D                        |      |                 |
|----------------------------------|------|-----------------|
| modelo de placa: elástico        |      |                 |
| $T_e$                            | 7-13 | km              |
| dens. topografía                 | 2700 | $\text{kg/m}^3$ |
| dens. relleno                    | 2700 | $\text{kg/m}^3$ |
| dens. corteza                    | 2800 | $\text{kg/m}^3$ |
| dens. manto litosf.              | 3300 | $\text{kg/m}^3$ |
| dens. astenosfera                | 3250 | $\text{kg/m}^3$ |
| celda discretización<br>$dx, dy$ | 6x6  | km              |
| altitud inicial placa            | 350  | m               |

### **Flexión debida a la carga topográfica**

En primer lugar, se ha calculado la flexión producida por el peso del relieve de la Cordillera Bética situado por encima de 350 m. La flexión producida por esta carga topográfica (Fig. 6-14a) asumiendo los parámetros mencionados (Tabla 6-1) es claramente insuficiente para explicar la profundidad observada del basamento en toda la cuenca (Fig. 6-8). La topografía de la Cordillera Bética (Fig. 6-1) es mayor en la parte oriental (Sierra Nevada) que en la occidental (Serranía de Ronda) y produce por tanto una mayor deflexión en el Este.

### **Efecto de la paleobatimetría**

La carga topográfica anterior sólo considera la topografía superior al nivel inicial de la placa. Ahora bien, antes del emplazamiento de los mantos, la zona actualmente ocupada por ésta no se hallaba a la misma altitud que el Macizo Ibérico, pues la región correspondía a un margen continental. La existencia de una paleobatimetría importante podría ser causa de la subestimación de la carga topográfica tal como se ha visto en el capítulo 4, puesto que en ese caso la formación de carga y la flexión comienzan antes de la aparición de topografía. En este segundo intento por reproducir la profundidad del basamento de la cuenca se tiene en cuenta no sólo la carga asociada a la topografía por encima de 350 m sino la producida por todos los materiales situados por encima de la topografía/batimetría inicial.



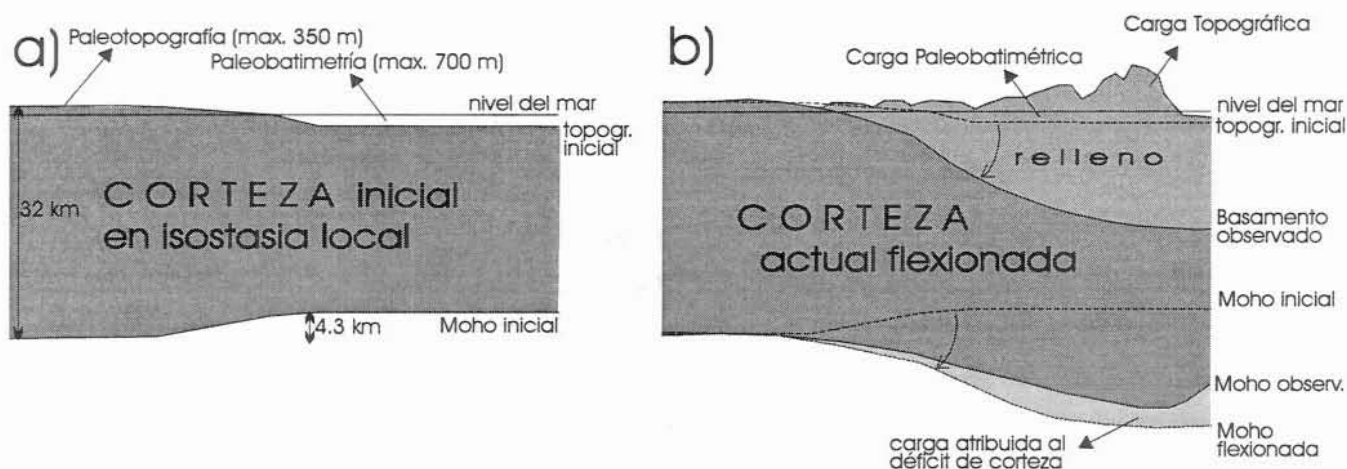


Fig. 6-13.- Esquema conceptual seguido para la aplicación del modelo 3D en la región Béticas-Guadalquivir. a) geometría inicial adoptada a partir de la paleobatimetría deducida por diversos autores y asumiendo que la corteza está en equilibrio isostático local. b) geometría final observada. La línea a trazos etiquetada como *Moho flexionada* corresponde a la corteza inicialmente adelgazada y posteriormente desplazada verticalmente bajo el peso de las cargas. La diferencia entre esta Moho y la observada corresponde a la *carga debida al déficit de corteza*, que induce una fuerza hacia abajo.

Según García-Hernández *et al.* (1980), la línea de costa al final del Mesozoico estuvo situada a unos 80 km de distancia al SSO del actual límite Norte de la cuenca y la batimetría podría haber alcanzado hasta 700 m otros 80 km más hacia el Sur. Una situación similar durante el inicio de formación de la cuenca (Languense) es descrita por Sanz de Galdeano & Rodríguez-Fernández (1996). Para evaluar el efecto flexivo adicional que induce esa paleobatimetría se ha aproximado la carga que ejerce mediante un cuerpo de densidad  $1700 \text{ kg/m}^3$  (contraste carga/agua) que varía gradualmente de grosor entre 0 (a 60 km del actual límite norte de la cuenca) y 800 m (a 100 km).

La profundidad del basamento estimada a partir de la *carga paleobatimétrica* más la topografía, se muestra en la Fig. 6-14b. Es remarcable el hecho de que el exceso de carga introducido al considerar la topografía y batimetría iniciales induce una flexión adicional considerable (en este caso mayor que la producida por la carga topográfica actual). A pesar de ello, la flexión obtenida continúa siendo insuficiente para explicar la profundidad del basamento observada en la actualidad.

Este resultado está en contradicción con la afirmación de van der Beek & Cloetingh (1992) en el sentido de que la paleobatimetría en el paleomargen Sudibérico podría ser el origen de la carga oculta, pese a que los autores citan la misma referencia que se usa en este trabajo para justificar la magnitud de la paleobatimetría (García-Hernández *et al.*, 1980). El origen de esta divergencia puede explicarse considerando que: a) van der Beek & Cloetingh (1992) refieren paleobatimetrías de hasta 1000 m mientras García-Hernández *et al.* (1980) hablan de un máximo de 700 m; b) la carga oculta de  $2.75 \cdot 10^7 \text{ N}\cdot\text{m}^{-2}$  que obtienen van der Beek & Cloetingh (1992) no puede ser justificada ni siquiera con 1 km de paleobatimetría. La densidad equivalente de la carga paleobatimétrica es el contraste entre las unidades cabalgantes y el agua ( $1700 \text{ kg/m}^3$  aprox.) y la carga resultante sería:  $1000 \text{ m} \times 1700 \text{ kg/m}^3 \times 9.8 \text{ N/kg} = 1.66 \cdot 10^7 \text{ N}\cdot\text{m}^{-2}$ ; y c) los autores extienden la carga hasta tan sólo 50 km de distancia del afloramiento

actual del Macizo Ibérico, mientras que la batimetría descrita por García-Hernández *et al.* (1980) decrece gradualmente de 700 m a cero en una zona comprendida entre 150 y 70 km de distancia del actual límite norte de la cuenca.

### ***Efecto del adelgazamiento cortical***

De los resultados obtenidos en los apartados anteriores se deriva que para explicar la profundidad del basamento es necesario una carga adicional no atribuible al relieve topográfico. Un posible origen de esta carga es el déficit relativo de corteza. Una hipotética eliminación de masa en la base de la corteza y su sustitución por materiales mantélicos más densos supone una fuerza neta hacia el centro de la Tierra actuando sobre la litosfera.

Según los modelos clásicos de flexión, la profundidad de la Moho debería haber aumentado igual que la del basamento durante el emplazamiento de la carga, pero esto no se corresponde con las observaciones (comparar la Fig. 6-10 y la Fig. 6-8). Esto indica que se ha producido un adelgazamiento de la corteza inferior durante la fase sin-tectónica. Bajo la región Béticas-Guadalquivir existe, por tanto, un déficit de corteza cuyo grosor se ha calculado haciendo el siguiente balance

$$\text{déficit corteza} = \text{prof. Moho actual} - \text{prof. Moho inicial} - \text{deflexión observada}$$

La densidad equivalente de esta carga es el contraste de densidades entre la base de la corteza y el manto litosférico, 500 kg/m<sup>3</sup>.

La Fig. 6-14c muestra la profundidad del basamento calculada a partir de la suma de la carga topográfica, la carga paleobatimétrica y la carga asociada al déficit de corteza. La magnitud de la deflexión resulta nuevamente insatisfactoria aunque más próxima a la observada (Fig. 6-8). La deflexión producida es especialmente insuficiente en la zona central de la cuenca.

### ***Carga oculta***

De los resultados anteriores se deriva que la carga producida por el déficit de corteza, unida a las cargas topográfica y paleobatimétrica, no son suficientes para explicar la deflexión observada del basamento. Es necesario invocar la existencia de una carga adicional de origen subcortical o sublitosférico (carga oculta). La determinación de la distribución de dicha carga se ha llevado a cabo mediante el método de modelización directa (ensayo y error).

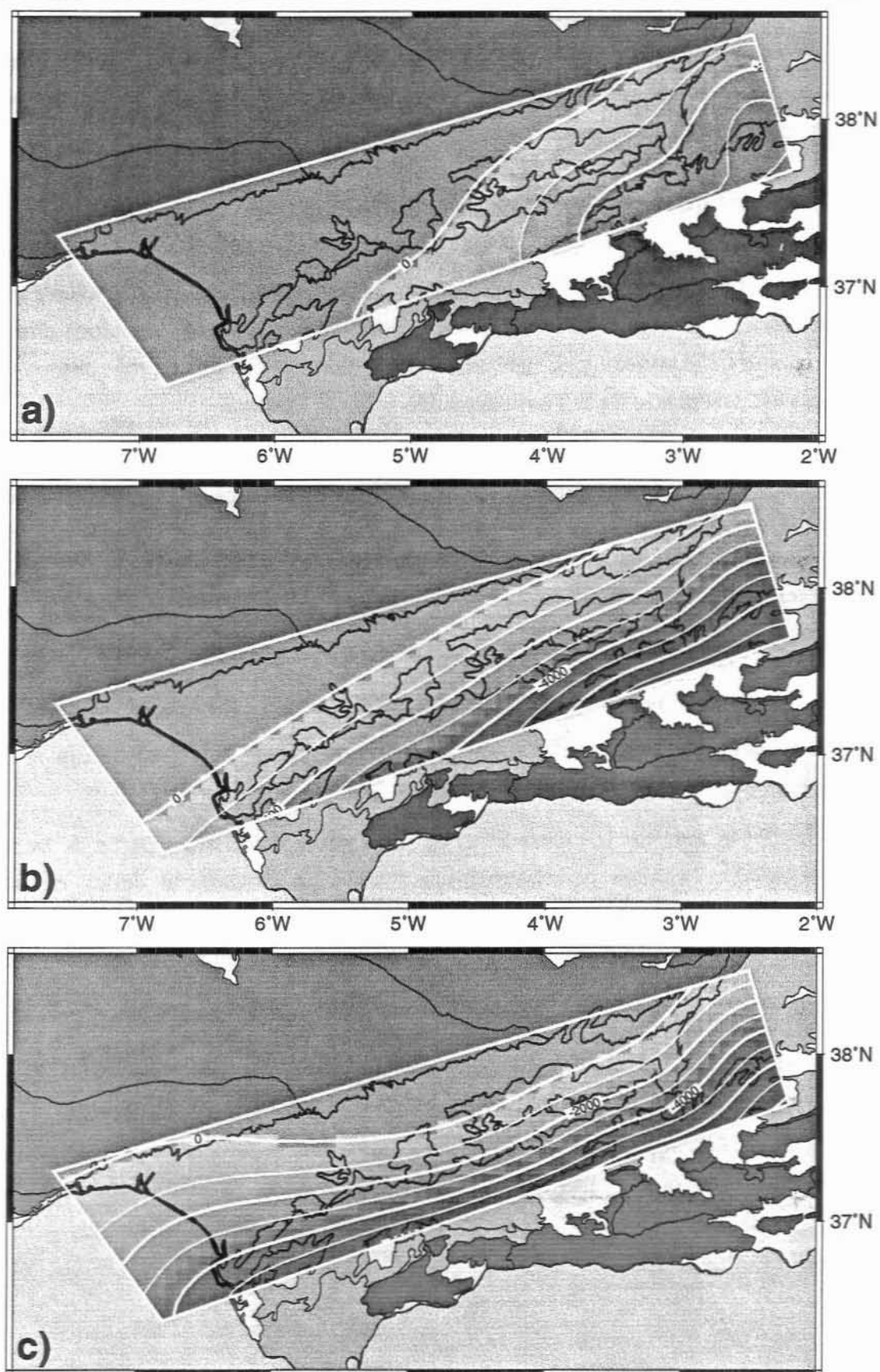


Fig. 6-14.- (a) Profundidad del basamento estimada a partir de la carga topográfica asociada a la Cordillera Bética. La ausencia de una topografía importante en la parte occidental de la cordillera (Fig. 6-1) impide generar deflexión en la parte Oeste de la cuenca. (b) Profundidad del basamento calculada a partir de una estimación máxima de la carga paleobatimétrica más la carga topográfica. (c) Profundidad del basamento producida por las cargas topográfica, paleobatimétrica y la equivalente al déficit de corteza.

Para obtener un buen ajuste de la profundidad del basamento (Fig. 6-15a), la distribución de carga resultante (Fig. 6-15b) consiste en una carga aproximadamente rectangular de  $1.5 \cdot 10^7 \text{ N/m}^2$  (en la figura se muestra como un cuerpo de densidad  $50 \text{ kg/m}^3$  y 30 km de altura) situado a unos 60 km del margen norte de la cuenca y paralelo al mismo. Para corregir el desajuste obtenido sin tener en cuenta la carga oculta (Fig. 6-14c) es necesario considerar que el valor de la carga en gran parte de la cuenca (centro y Este) desciende gradualmente a cero hacia el Norte, anulándose aproximadamente en el margen norte de la cuenca. En el Oeste, en cambio, se requiere un descenso mucho más brusco de la carga hacia el Norte. Otras distribuciones similares (p. e., modificando sensiblemente la pendiente de la zona en que decrece) producen ajustes parecidos si se mantiene el centro de masa de la carga. La modelización no permite determinar la continuidad de la carga más hacia el Sur de la extensión que ocupa en la figura (p. e., en las Zonas Béticas Internas), pues el efecto de las cargas situadas a tal distancia de la cuenca es negligible en la subsidencia de la misma.

### ***Influencia isostática de la carga de las Béticas Internas y de Alborán en la formación de la Cuenca del Guadalquivir***

En el capítulo 3 se ha realizado una parametrización (Fig. 3-4) que muestra el alcance lateral de la deflexión producida por una carga en un modelo de flexión elástico. Para los valores de espesor elástico obtenidos para la Cuenca del Guadalquivir ( $10 \pm 3 \text{ km}$ ), el efecto de una carga comienza a ser negligible (inferior al 10% de la deflexión) a tan sólo 40 km de distancia. Esto sugiere que la carga topográfica asociada a las Béticas Internas puede tener un efecto despreciable en la subsidencia de la cuenca.

Para realizar una estimación cuantitativa de la influencia de las Béticas Internas en el desarrollo de la cuenca, se ha tomado una carga con forma de trapezoide (pirámide truncada) que aproxima las dimensiones de la topografía que se observa en las Zonas Internas. El máximo de altura del trapezoide coincide con la zona de máxima elevación de la cordillera (Sierra Nevada), en donde se le ha asignado una carga de  $6 \cdot 10^7 \text{ N/m}^2$  (se ha estimado la topografía media en 1800 m con densidad de  $2700 \text{ kg/m}^3$ , a lo que debe añadirse 700 m de carga paleobatimétrica con densidad de  $1700 \text{ kg/m}^3$ ). En el límite exterior del trapezoide se ha asignado una carga de  $1.8 \cdot 10^7 \text{ N/m}^2$  (asumiendo una paleobatimetría de 500 m y un efecto topográfico de las Béticas Internas de 350 m).



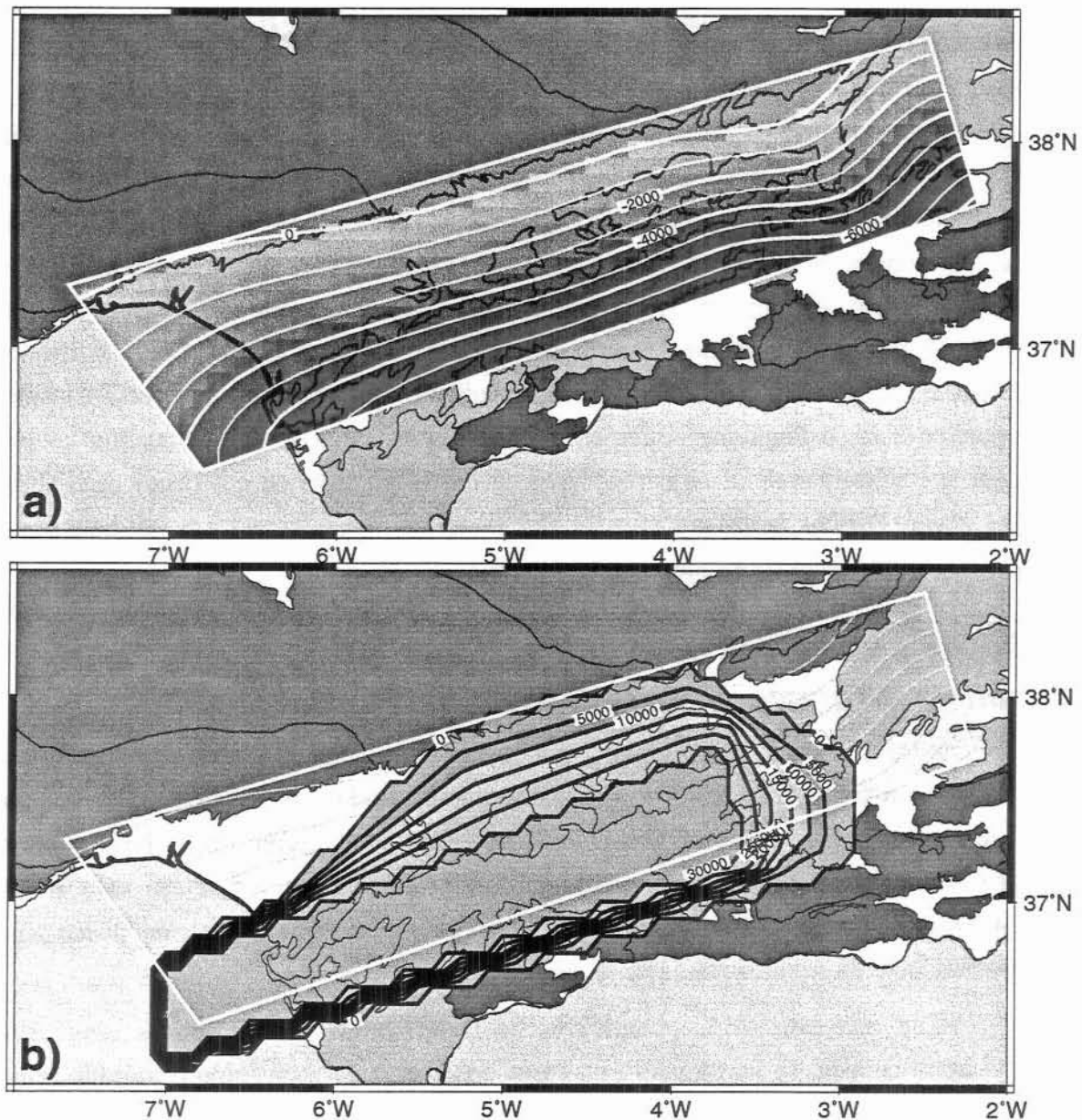


Fig. 6-15.- (a) Profundidad del basamento calculada a partir de la carga topográfica, la carga paleobatimétrica, la carga asociada al déficit de corteza y la carga oculta mostrada en el panel inferior. (b) Distribución del espesor de la carga oculta asumiendo que el contraste de densidades asociado a la misma es de  $50 \text{ kg/m}^3$  (contraste entre litosfera y astenosfera).

La deflexión creada por esta carga (Fig. 6-16) es escasa en comparación con la subsidencia observada, especialmente dentro de los límites de la cuenca actual (inferior al 10 por ciento), indicando que el emplazamiento de las Béticas Internas tiene un efecto flexural muy poco relevante en la subsidencia de la actual Cuenca del Guadalquivir.

De forma similar, el efecto isostático de la extensión en Alborán no puede tener influencia flexural directa sobre la formación de la cuenca del Guadalquivir, debido a la mayor distancia que la separa de la cuenca y a la poca rigidez que presenta la litosfera en esta región.



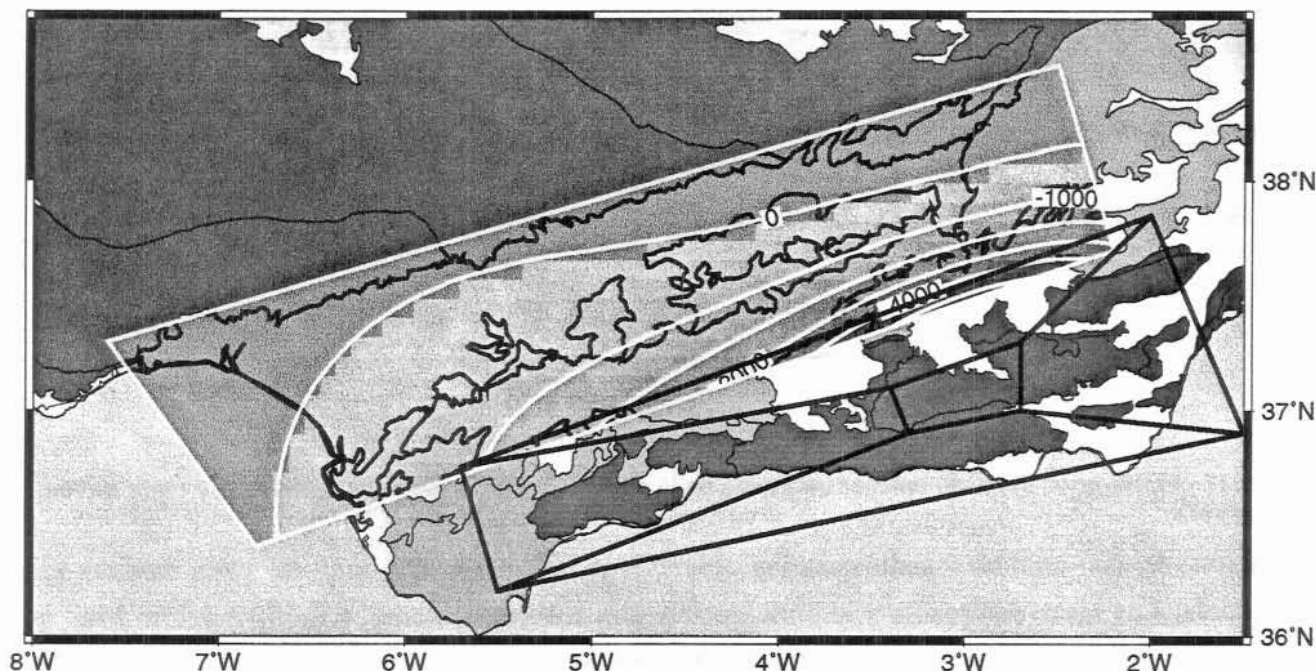


Fig. 6-16.- Estimación de la deflexión producida por la carga correspondiente a las Béticas Internas en la Cuenca del Guadalquivir. La carga ha sido aproximada mediante una distribución trapezoidal (líneas gruesas negras) de  $1.8 \cdot 10^7 \text{ N/m}^2$  en el exterior y  $6 \cdot 10^7 \text{ N/m}^2$  en el interior.

### 6.3.2 Modelización 2D de la geometría de los sedimentos

La modelización 3D mediante cargas instantáneas realizada en el apartado anterior ha mostrado que el modelo elástico es suficiente para explicar la subsidencia del basamento y ha permitido establecer la distribución de la carga y los diferentes orígenes de la misma. En este apartado se quiere ir más allá con el modelo 2D y tratar de reproducir no sólo la geometría del basamento, sino también la de los sedimentos depositados sobre él.

En el esquema de la Fig. 6-12 se han resumido las dimensiones, ambientes deposicionales y la edad de cada secuencia sedimentaria que se tratará de reproducir en la modelización. Uno de los principales rasgos de esta geometría es el retroceso producido en el Tortoniano, que no ha podido ser reproducido teniendo en cuenta únicamente las variaciones del nivel del mar y utilizando las curvas eustáticas publicadas por Haq *et al.* (1987) (Fig. 6-17). También es destacable el hecho de que entre la primera y la última secuencia apenas se produce un avance general de la cuenca hacia el antepaís, pese al avance de la carga.

A continuación se mostrarán los resultados obtenidos con 4 de los modelos que se han ensayado:

**Modelo A:** El primer ensayo consiste en una placa elástica de 11 km de grosor inicialmente situada a nivel del mar y flexionada por 4 cargas rectangulares que se emplazan instantáneamente en  $t = -15.5$ ,  $-10.5$ ,  $-6.5$  y  $-5.5$  Ma, es decir, coincidiendo con el inicio de la deposición de cada una de las secuencias sedimentarias observadas. La densidad de estas cargas es de  $2700 \text{ kg/m}^3$ ; su grosor y posición son los principales factores que influyen en el grosor y

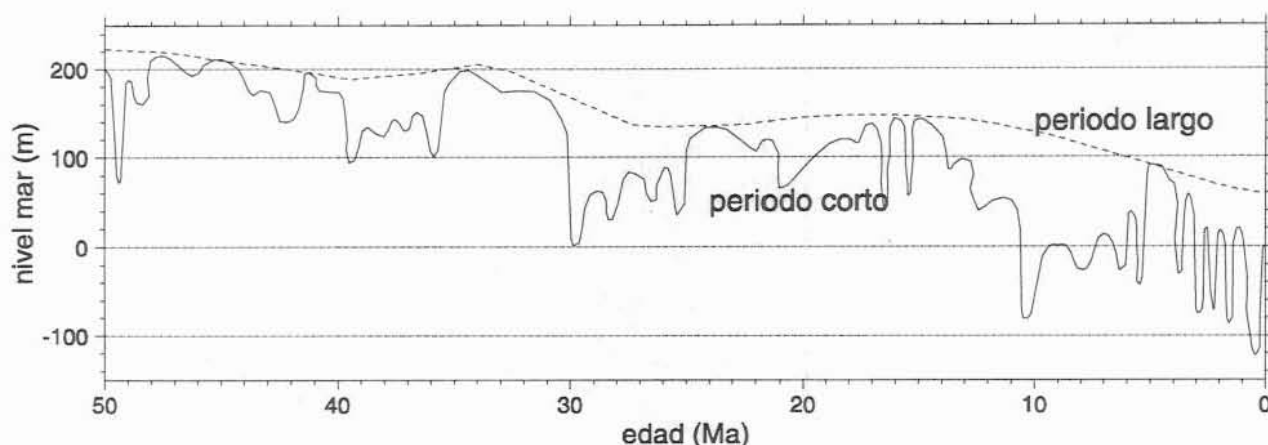


Fig. 6-17.- Variaciones del nivel del mar utilizadas en la aplicación del modelo (redigitalizado a partir de Haq et al, 1987).

posición de las unidades sedimentarias respectivas. El nivel del mar en este modelo es constante. Las tasas de erosión y sedimentación son, respectivamente,  $K_{EC}=120 \text{ m}\cdot\text{km}^{-1}\text{Ma}^{-1}$  y  $K_{SM}=160 \text{ m}\cdot\text{Ma}^{-1}$ . El mejor ajuste obtenido (Fig. 6-18A) con este sencillo modelo es aceptable en términos de geometría de los sedimentos (comparar con la Fig. 6-12), pero resulta difícil de aceptar en términos tectónicos (pues requiere que la carga se aleje y aproxime sucesivamente de la cuenca) y no produce una flexión suficiente del basamento pese a que la topografía generada sí es mucho más elevada que la observada.

Modelo B: El siguiente modelo ensayado asume la formación de la carga como consecuencia de una lámina cabalgante de 6 km de grosor máximo que se desplaza entre  $t=-18$  y  $-10.5$  Ma a una velocidad de 4 km/Ma y entre  $-10.5$  y  $-6$  Ma a 2 km/Ma. Estas velocidades son necesarias para poder producir una carga suficiente; la reducción de velocidad en  $t=-10.5$  Ma y el detenimiento en los últimos 6 millones de años son necesarios para explicar porqué las últimas unidades sedimentarias apenas progradan hacia el antepaís respecto a las anteriores. El grosor de la lámina cabalgante ha sido tomado de los perfiles interpretados por Banks & Warburton (1991) y Berástegui *et al.* (1998). El tiempo inicial del movimiento está determinado por el inicio de la sedimentación (Languense Superior). El cabalgamiento de este modelo corresponde al frente de deformación de los materiales mesozoicos descrito por Berástegui *et al.* (1998) (aunque estos autores sostienen que el emplazamiento de las sales triásicas se produce mediante diapirismo, en este modelo se obvia la deformación interna de los materiales mesozoicos, considerando que todo él se desplaza como un bloque rígido). Por otro lado, ha sido necesario utilizar un modelo de placa viscoelástico, pues el modelo elástico no permite explicar el retroceso de los sedimentos de edad Tortoniense. La tasa de sedimentación utilizada en el modelo ( $K_{SM}=160 \text{ m/Ma}$ ) está justificada por la necesidad de que la cuenca esté casi-colmatada durante su evolución, de forma que los sedimentos se depositen a poca profundidad. La tasa de erosión ( $K_{EC}=50 \text{ m km}^{-1} \text{ Ma}^{-1}$ ) afecta principalmente al perfil final de topografía y profundidad del basamento.

El espesor elástico y el tiempo de relajación que proporcionan un mejor ajuste de la geometría de la cuenca son  $T_e=15$  km y  $\tau=1.5$  Ma. Como se observa en la Fig. 6-18B, los resultados son poco aceptables desde el punto de vista de la flexión final del basamento (claramente insuficiente), la geometría de los sedimentos (se predice un *onlap* constante entre -18 y -6 Ma) o la topografía final (excesiva en el modelo). Pese a que se han probado valores más bajos de tiempo de relajación, no se ha conseguido que el efecto de la relajación de la deflexión (ver Capítulo 3) supere al del avance del manto de corrimiento y ha resultado imposible reproducir el retroceso del Tortonense.

**Modelo C:** En los modelos anteriores, el nivel del mar ha sido considerado constante a lo largo del tiempo y la sedimentación se ha producido exclusivamente bajo dicho nivel. En este modelo, en cambio, se han incluido las variaciones eustáticas del nivel del mar publicadas por Haq *et al.* (1987) (Fig. 6-17), pues el descenso eustático de unos 100 m del nivel del mar que se produce durante el Tortonense podría ser responsable de parte del retroceso de la correspondiente unidad sedimentaria. Asimismo, el nivel que separa la sedimentación y la erosión (ver cap. 2) se ha aumentado en los últimos 5 millones de años progresivamente desde cero a 100 m sobre el nivel del mar, con el objetivo de reproducir el carácter continental de los sedimentos pliocuaternarios.

Los resultados obtenidos (Fig. 6-18C) son esta vez más satisfactorios en cuanto a la geometría de los sedimentos (se reproduce de forma aceptable el retroceso de la unidad Tortonense), aunque es importante remarcar el poco grosor que alcanza el Mesiniense. Persiste además el problema de ajustar la profundidad del basamento sin generar una topografía demasiado elevada.

**Modelo D (Tabla 6-2):** Los resultados del Modelo C indican que es necesaria una carga adicional que aumente la deflexión y disminuya la topografía (es decir, una carga oculta localizada fuera del dominio del modelo: en la corteza inferior o el manto litosférico) y que dicha carga debe actuar en torno al inicio del Mesiniense y trasladar hacia el antepaís el depocentro de la cuenca durante ese periodo. La edad de esta carga oculta debe tomarse con cautela pues se basa en la aproximación de que la tasa de sedimentación es constante. Se han ensayado diversos perfiles de carga oculta y el resultado ha sido que el

**Tabla 6-2.- Parámetros utilizados en el Modelo D diseñado para reproducir la geometría de la cuenca y los sedimentos y la topografía.**

| <b>Modelo D</b>   |      |  |
|---|------|--|
| <b>modelo de placa: viscoelástico</b>                   |      |  |
| $T_e$   | 15   | km                                     |
| tiempo relajación $\tau$                                | 1.2  | Ma <sup>-1</sup>                       |
| tiempo inicial  | -18  | Ma                                     |
| tiempo final  | 0    | Ma                                     |
| velocidad de acortamiento hasta $t=-10.5$ Ma            | 4    | km · Ma <sup>-1</sup>                  |
| velocidad de acortamiento entre $t=-10.5$ y $t=-6.5$ Ma | 2.5  | km · Ma <sup>-1</sup>                  |
| densidad sedimentos                                     | 2300 | kg · m <sup>-3</sup>                   |
| densidad basamento y mantos                             | 2700 | kg · m <sup>-3</sup>                   |
| tasa erosión $K_{EC}$                                   | 0.09 | m · m <sup>-1</sup> · Ma <sup>-1</sup> |
| tasa sediment. $K_{SM}$                                 | 160  | m · Ma <sup>-1</sup>                   |
| coef. transporte difusivo $\alpha$                      | 0    | m <sup>2</sup> · Ma <sup>-1</sup>      |
| anchura celda discretización $dx$                       | 0.5  | km                                     |
| altura inicial placa                                    | 220  | m                                      |

mejor ajuste de la geometría de las unidades sedimentarias, el basamento y la topografía media se produce con una carga oculta que aumenta progresivamente de  $0 \text{ N/m}^2$  en  $x=0 \text{ km}$  hasta  $2.0 \cdot 10^7 \text{ N/m}^2$  en  $x=-60 \text{ km}$ , emplazándose al inicio del Mesiniense ( $t=-6 \text{ Ma}$ ). Esta carga oculta es muy semejante a la deducida mediante el modelo numérico 3D en la sección anterior, incluyendo la carga debida al adelgazamiento cortical. Otros parámetros que han debido ser modificados respecto a los anteriores modelos han sido el grosor máximo de los mantos de corrimiento ( $5 \text{ km}$ ), la tasa de erosión ( $90 \text{ m km}^{-1} \text{ Ma}^{-1}$ ) y el tiempo de relajación viscoelástico ( $\tau=1.2 \text{ Ma}$ ).

Los resultados (Fig. 6-18D y Fig. 6-19) son satisfactorios en cuanto a la geometría del relleno sedimentario y de la cuenca. El *forebulge* que se produce en el antepaís (máximo en  $x=27 \text{ km}$ ) ha sido erosionado en su mayor parte; el rebote flexivo producido en esa posición asciende a  $143 \text{ m}$ . La posición de este rebote relacionado con el *forebulge* coincide aproximadamente con la elevación de Sierra Morena, y su magnitud es semejante a la elevación media de esta sierra respecto a la meseta. Parece, por tanto, que la flexión en la Cuenca del Guadalquivir puede haber contribuido a la formación del relieve de Sierra Morena.

El modelo numérico 2D ha permitido mostrar a través del Modelo D que: a) Si se asume que el emplazamiento de la carga se produce siempre en dirección al antepaís, la geometría de las unidades sedimentarias de la Cuenca del Guadalquivir no puede explicarse mediante un modelo elástico puro de litosfera y sí mediante uno viscoelástico; b) La magnitud de la deflexión y la exigua topografía requieren una carga adicional que actúe bajo la cuenca y la cordillera (coincidiendo con lo obtenido con la aplicación del modelo 3D); y c) El emplazamiento de dicha carga debe ocurrir a comienzos del Mesiniense, para poder explicar el elevado espesor de los sedimentos de dicho periodo (si bien esta conclusión se basa en la premisa de que la tasa de sedimentación se haya mantenido aproximadamente constante).

### 6.3.3 Modelización 2D de los esfuerzos

Fernández *et al.* (1998a) observan una serie de fallas extensivas de escaso desplazamiento en el basamento pre-cenozoico, que permanecen activas antes y durante la primera etapa de sedimentación (Languiense-Serravaliense Inferior,  $16$  a  $14 \text{ Ma}$ ). Estas fallas presentan posteriormente una *ligera evidencia de reactivación compresiva* (Fernández *et al.*, 1998a). En esta sección se tratará de explicar la existencia de dichas fallas mediante la modelización numérica de los esfuerzos en la placa litosférica de Iberia, utilizando el modelo de placa elastoplástica con resistencia dependiente de la profundidad descrito en el apartado 2.3.4. La existencia e inversión de las fallas extensivas del basamento constituyen a su vez una importante oportunidad de validar el modelo conceptual de placa elastoplástica con distribución heterogénea de resistencia.



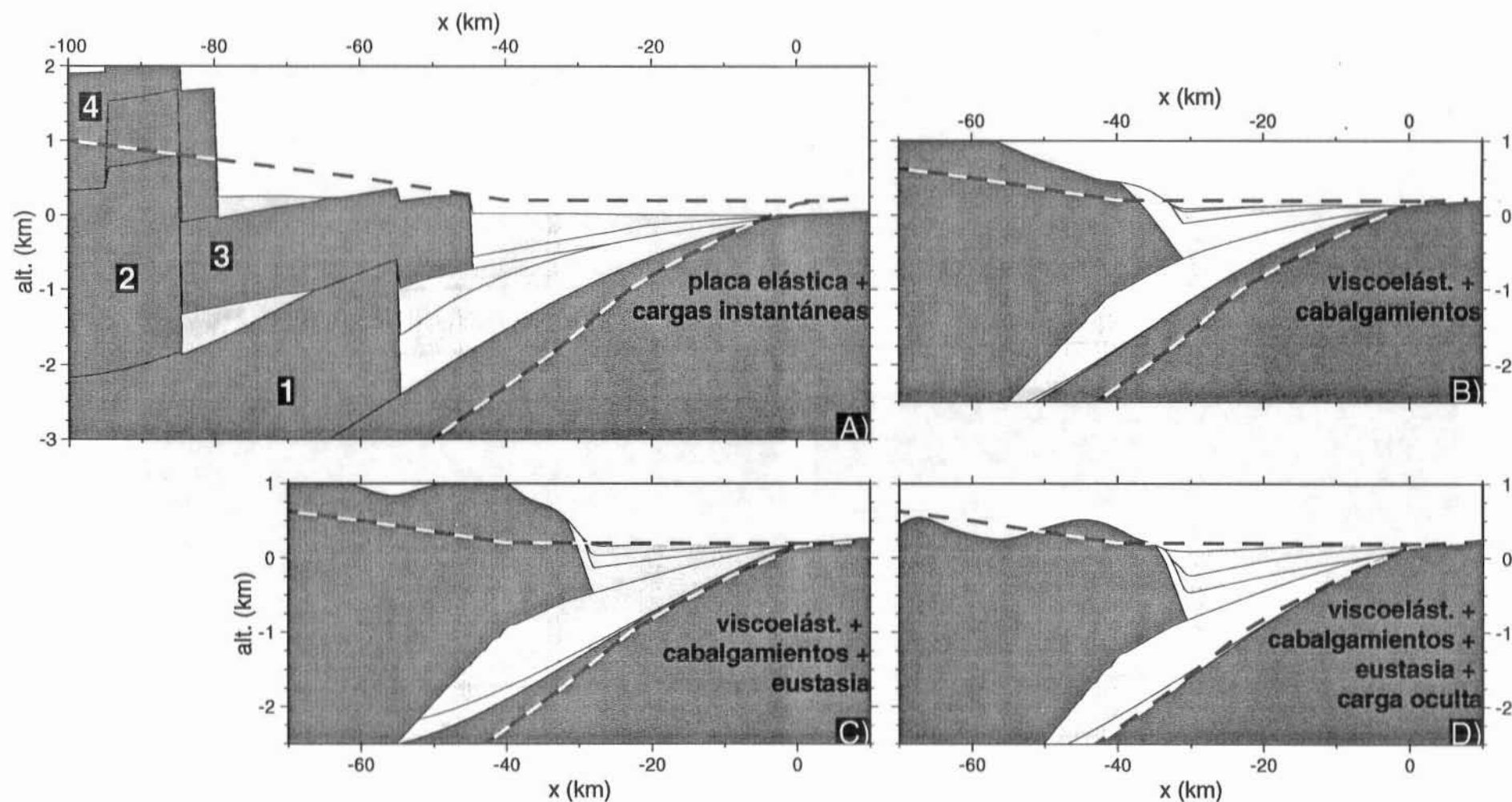


Fig. 6-18.- Resultados obtenidos con modelos sucesivamente más complejos (Modelos A, B, C y D) que intentan ajustar la profundidad del basamento (línea a trazos), la topografía promediada y la geometría de las unidades sedimentarias de la Cuenca del Guadalquivir (Fig. 6-12). Los horizontes sedimentarios corresponden a los instantes  $t=-15.5$ ,  $-10.5$ ,  $-6.3$ ,  $-5$ ,  $0$  Ma.



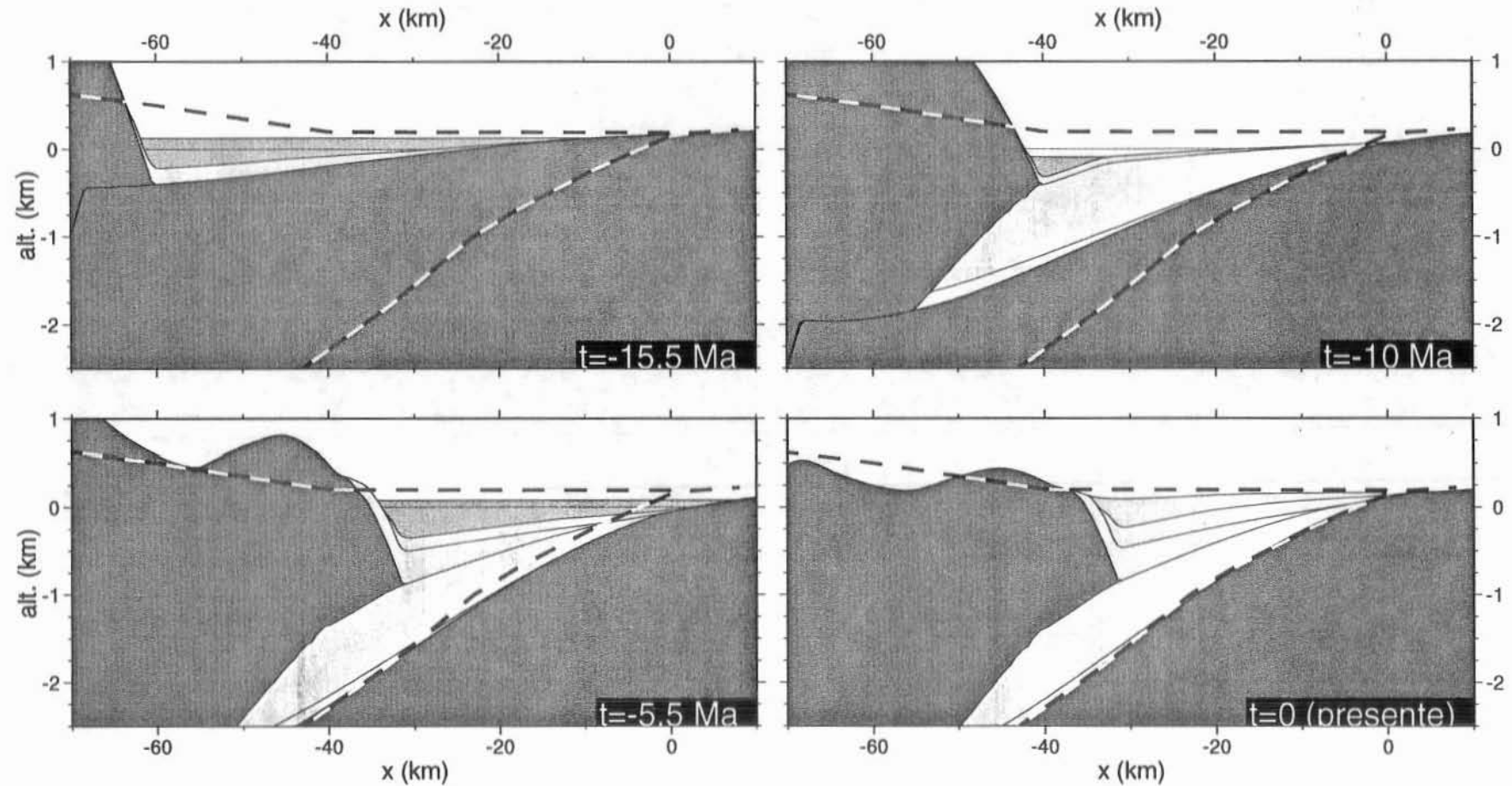


Fig. 6-19.- Evolución temporal del modelo que proporciona el mejor ajuste del relleno de la cuenca (Modelo D). El nivel de altitud cero corresponde al nivel del mar en la actualidad ( $t=0$  Ma). Los horizontes sedimentarios corresponden a los instantes  $t=-15.5$ ,  $-10.5$ ,  $-6.3$ ,  $-5$ ,  $0$  Ma. La línea a trazos representa la topografía y el basamento actuales.

Para ello se ha diseñado un modelo de formación de cuenca (Modelo E, Tabla 6-3, Fig. 6-21 y siguientes) muy similar al obtenido en el apartado anterior para ajustar la geometría de los sedimentos (Modelo D). Las diferencias son: 1) el modelo de placa utilizado es el elastoplástico en lugar del viscoelástico; 2) el tiempo inicial del modelo es en este caso  $t=-22$  Ma en lugar de  $-18$  Ma, añadiendo un cabalgamiento que se desliza durante ese periodo a razón de  $4 \text{ km} \cdot \text{Ma}^{-1}$ ; y 3) se asume un régimen global de esfuerzos compresivos causados por una fuerza de  $F_x=-0.3$  TN/m. Otros parámetros utilizados en esta modelización son: dominio del modelo: de  $x=-200$  km a  $x=100$  km; coeficiente de sedimentación  $K_{SM}=200 \text{ m} \cdot \text{Ma}^{-1}$ ; coef. de erosión  $K_{EC}=120 \text{ m} \cdot \text{km}^{-1} \cdot \text{Ma}^{-1}$ .

**Tabla 6-3.- Resumen de los parámetros utilizados en el Modelo E diseñado para reproducir la evolución de las fallas del basamento.**

| Modelo E  |      |   |
|---|------|---|
| <b>mod. placa: elastoplástico heterogéneo</b>           |      |   |
| espesor litosfera térmica                               | 93   | km  |
| espesor mecánico H                                      | 53   | km  |
| grosor corteza  | 32   | km  |
| grosor corteza sup.                                     | 21   | km  |
| tiempo inicial  | -22  | Ma  |
| tiempo final  | 0    | Ma  |
| velocidad de acortamiento hasta $t=-10.5$ Ma            | 4    | $\text{km} \cdot \text{Ma}^{-1}$                    |
| velocidad de acortamiento entre $t=-10.5$ y $t=-6.5$ Ma | 2.5  | $\text{km} \cdot \text{Ma}^{-1}$                    |
| densidad sedimentos                                     | 2300 | $\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$                     |
| densidad basamento y mantos                             | 2700 | $\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$                     |
| tasa erosión $K_{EC}$                                   | 0.12 | $\text{m} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{Ma}^{-1}$ |
| tasa sediment. $K_{SM}$                                 | 200  | $\text{m} \cdot \text{Ma}^{-1}$                     |
| coef. transporte difusivo $\alpha$                      | 0    | $\text{m}^2 \cdot \text{Ma}^{-1}$                   |
| fuerza tectónica horizontal $F_x$                       | -0.3 | TN  |
| anchura celda discretización $dx$                       | 0.5  | km  |
| altura inicial placa                                    | 350  | m   |

litosférica flexionada.

Además de predecir la distribución de los esfuerzos en cada instante, el modelo elastoplástico permite introducir directamente el perfil de resistencia de la placa litosférica, que está en función del régimen térmico y los parámetros reológicos. El régimen térmico ha sido establecido a partir del flujo de calor observado en la cuenca de  $60-70 \text{ mW/m}^2$  (Marzán *et al.*, 1996; Fernández *et al.*, 1998b). Para hallar la distribución de temperaturas o geoterma (asumida constante lateralmente) en el Modelo E se ha usado el valor de  $67 \text{ mW/m}^2$  y tres capas de

A diferencia de la aplicación del modelo numérico a la fosa de Tonga, aquí será necesario tener en cuenta el efecto producido por la evolución de los esfuerzos (Mueller *et al.*, 1996a, 1996b). El modelo elastoplástico desarrollado por Burov & Diament (1992) supone que el signo de los esfuerzos en la placa depende exclusivamente del signo de la curvatura (p. e., curvaturas convexas producen extensión en la mitad superior de la placa y compresión en la mitad inferior) y que la inversión del signo de los esfuerzos se produce por tanto en el punto de inflexión de la placa y de forma simultánea en la vertical de dicho punto. Teniendo en cuenta la irreversibilidad de la deformación plástica (Fig. 2-11), en cambio, la inversión comienza en el momento en el que la curvatura comienza a descender y ocurre antes en los extremos superior e inferior de la placa que en el resto (Mueller *et al.*, 1996a, 1996b). Este fenómeno tiene una importancia radical en esta aplicación pues las fallas que se investigan están localizadas en el techo del basamento: el límite superior de la placa

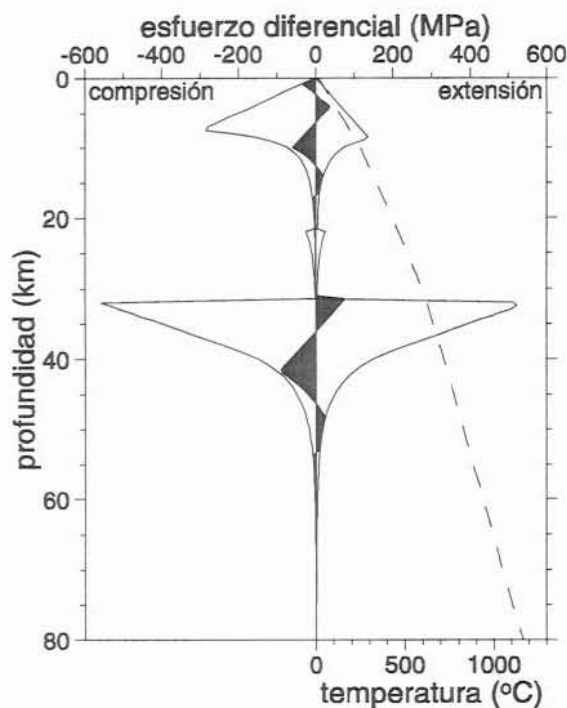


Fig. 6-20.- Geotermia (línea a trazos) y envolvente de esfuerzos calculados para la aplicación del modelo de placa elastoplástico (Modelo E). La envolvente de esfuerzos está caracterizada por una resistencia casi nula en la corteza inferior y un bajo espesor litosférico (93 km) y mecánico (51 km), lo que permite que el modelo elastoplástico pueda explicar los bajos valores de  $T_e$  obtenidos con el modelo de placa elástica. El área sombreada indica la distribución de esfuerzos obtenida en  $x=-34$  km y  $t=0$  Ma. En el extremo superior de la placa se observa cómo ha comenzado la inversión de los esfuerzos extensivos.

conductividad  $k$  y producción radiogénica de calor  $H_{Qr}$  constantes en la corteza superior (21 km de grosor;  $k=2.5 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ ;  $H_{Qr}=1.4 \mu\text{W/m}^3$ ), corteza inferior (11 km de grosor;  $k=2.1 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ ;  $H_{Qr}=0.2 \mu\text{W/m}^3$ ), manto litosférico (a partir de 32 km de profundidad;  $k=3.1 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ ;  $H_{Qr}=0$ ). La geotermia calculada (Fig. 6-20) muestra un espesor de la litosfera térmica (isoterma de  $1330^\circ\text{C}$ ) de 93 km. El perfil de resistencia o envolvente de esfuerzos resultante (Fig. 6-20) está caracterizado por un bajo valor de espesor de la litosfera mecánica ( $H=53$  km) y por una corteza inferior muy débil que permite suponer el desacoplamiento mecánico entre corteza y manto. Este desacoplamiento es esencial para poder explicar la baja rigidez que presenta la Placa Ibérica en la cuenca del Guadalquivir.

Los resultados obtenidos en los instantes  $t=-15$  Ma (Serravaliense),  $t=-7$  Ma (Tortonense) y  $t=0$  Ma (presente), aparecen respectivamente en las figuras Fig. 6-21, Fig. 6-22 y Fig. 6-23. Para  $t=0$  se obtiene un ajuste aceptable del perfil de la cuenca actual, lo que supone que la envolvente de esfuerzos calculada y utilizada es consistente con el bajo valor de espesor elástico (10 km) observado

por van der Beek & Cloetingh (1992) y en este trabajo. A su vez, valida indirectamente la distribución de temperaturas y establece la relación entre el elevado flujo de calor observado y la poca rigidez de la litosfera.

La geometría de los sedimentos de la cuenca predicha mediante el modelo de placa elastoplástico se ajusta de forma aceptable a la observada (comparar la Fig. 6-23 y la Fig. 6-12), y es remarcable el hecho de que también en este modelo se produce un retroceso del Tortonense debido no sólo a las variaciones del nivel del mar, sino también a la evolución del espesor elástico que produce la variación temporal de la distribución de los esfuerzos flexurales. Teniendo en cuenta que modelo anterior (Modelo D) reproduce también la geometría del relleno sedimentario, se infiere que dichas geometrías pueden estar condicionadas simultáneamente por el proceso de relajación de esfuerzos en la litosfera (modelo viscoelástico) y por la estratificación de la resistencia plástica (modelo elastoplástico).

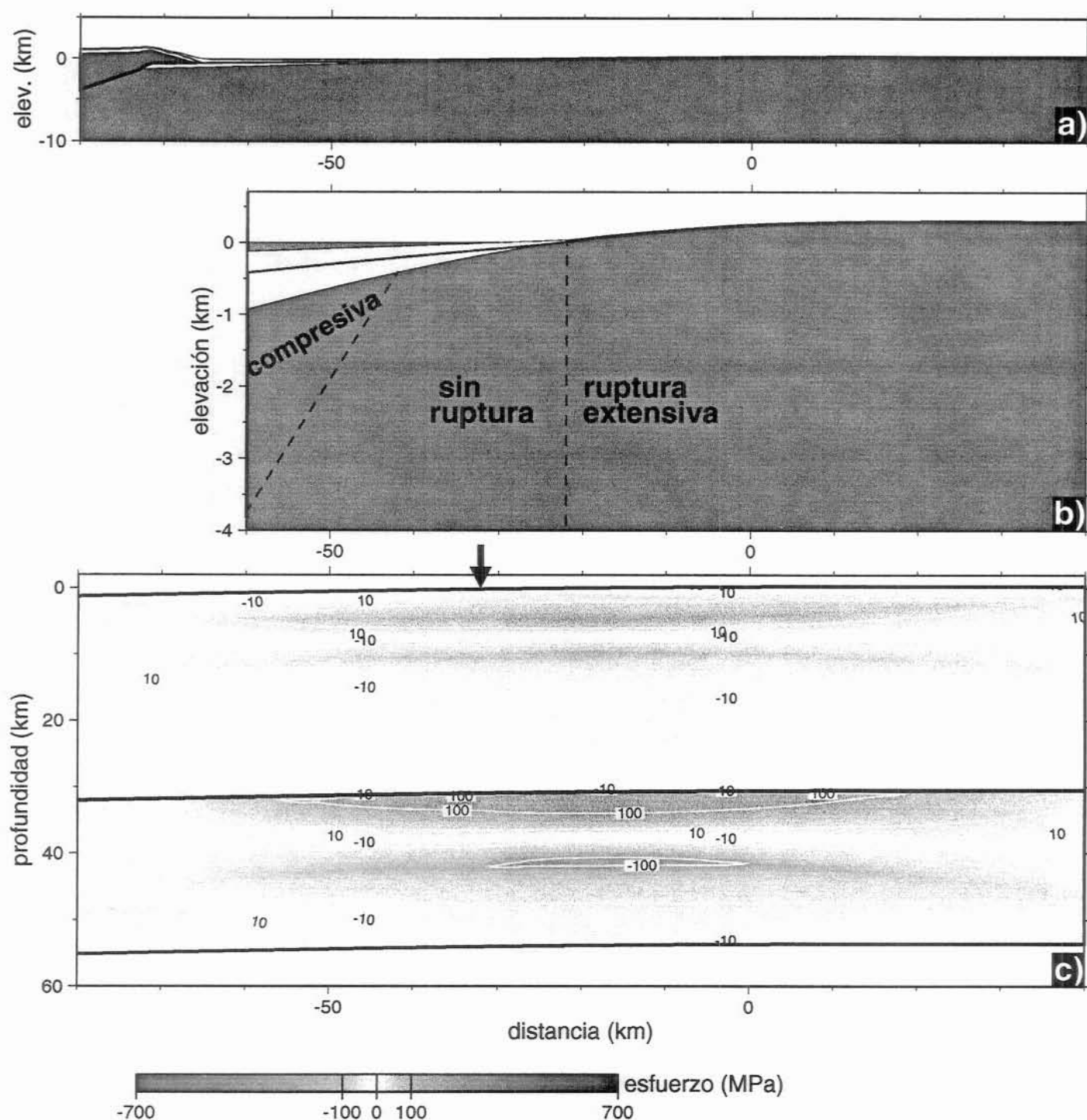


Fig. 6-21.- Resultados del Modelo E en el instante  $t = -15$  Ma. a) Perfil del modelo a escala proporcionada; b) Ampliación de la cuenca (exageración vertical  $\times 10$ ). Las líneas a trazos separan las regiones en que se produce ruptura extensiva y compresiva; c) Distribución de los esfuerzos en la placa. La flecha indica el lugar de cambio de signo de los esfuerzos en el límite superior de la placa (extensivos a la derecha y compresivos a la izquierda).

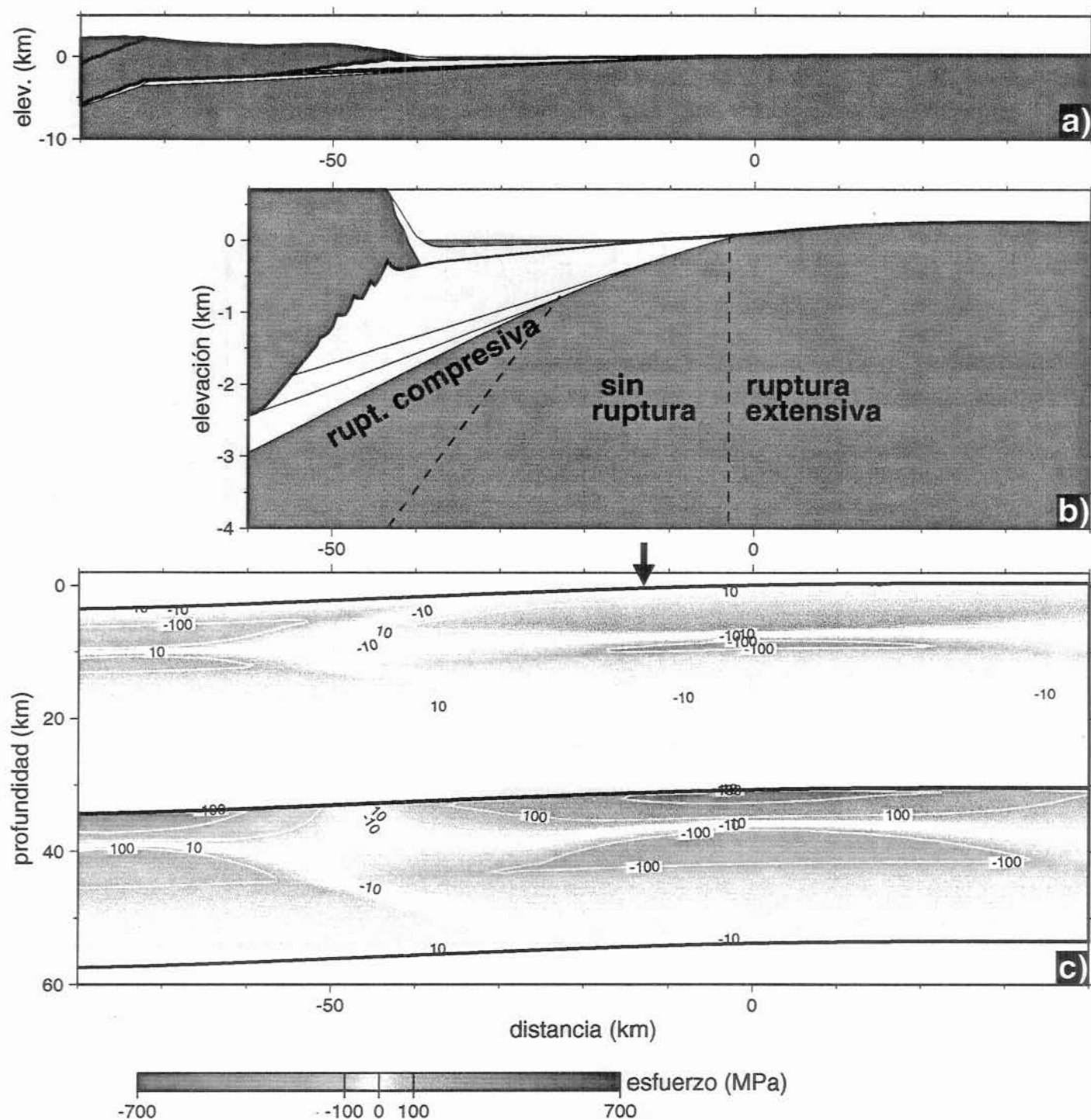


Fig. 6-22.- Igual a la Fig. 6-21, para el instante  $t=7$  Ma.



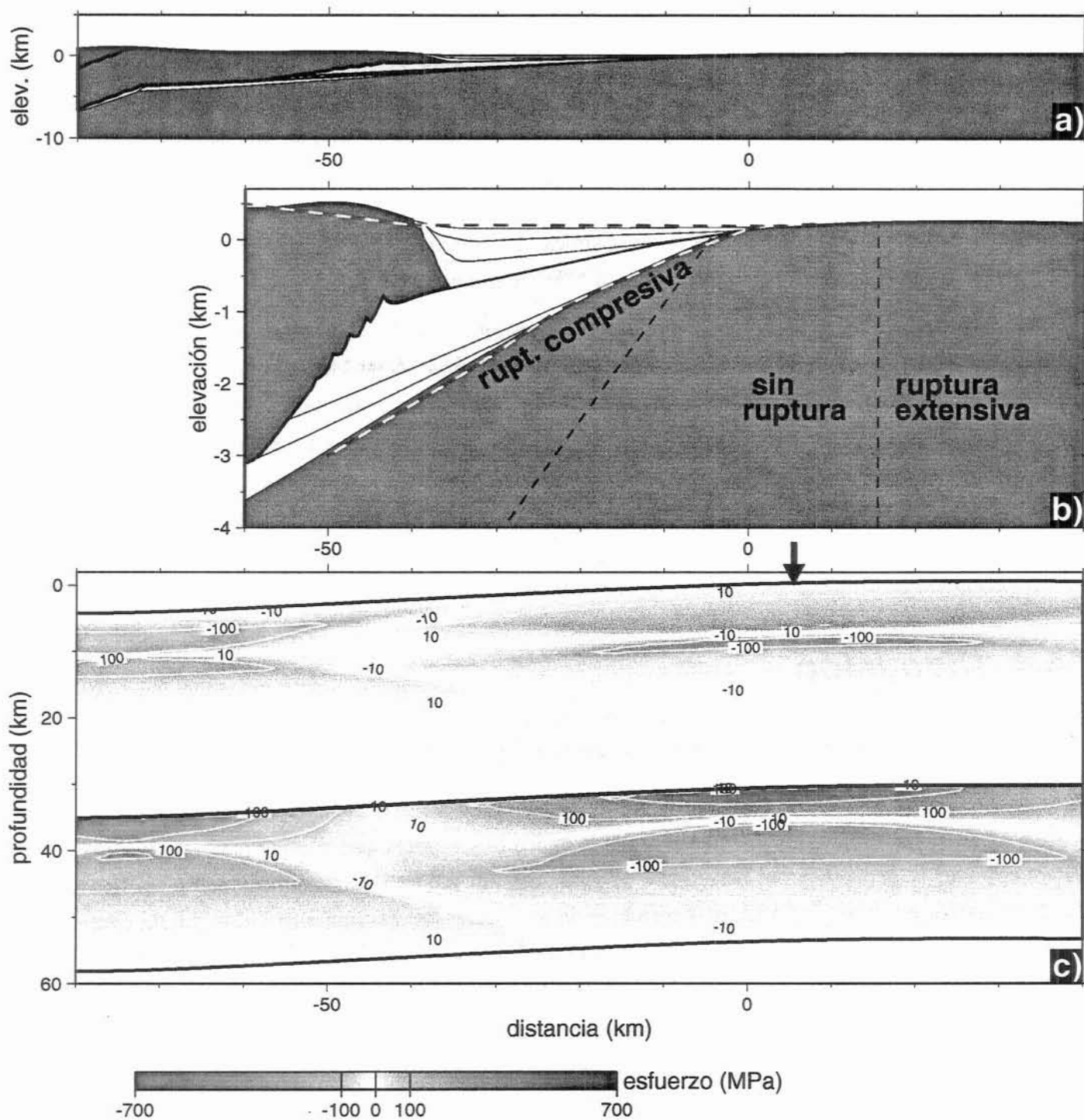


Fig. 6-23.- Igual a la Fig. 6-21, para el instante final,  $t=0$  Ma. La línea a trazos rojos indica el perfil observado de la cuenca (basamento y topografía). Los horizontes sedimentarios corresponden a los instantes  $t=-18$ ,  $-15.5$ ,  $-10.5$ ,  $-6.3$ ,  $-5$ ,  $0$  Ma, coincidiendo aproximadamente con las edades de las unidades observadas en la cuenca (Fig. 6-12).

El punto que separa los esfuerzos extensivos y compresivos en la superficie de la placa se desplaza desde  $x=-32$  km ( $t=-15$  Ma; Fig. 6-21) hasta  $x=-13$  km ( $t=-7$  Ma; Fig. 6-22) y finalmente hasta  $x=6$  km ( $t=0$ ; Fig. 6-23). Consiguientemente, el techo del basamento entre  $x=-35$  y  $x=0$  km (que corresponde a la cuenca actual que se observa en las líneas sísmicas) ha pasado por una etapa de ruptura extensiva anterior a  $t=-15$  Ma seguida por una progresiva atenuación e inversión de los esfuerzos hasta  $t=0$  Ma. Esta evolución de los esfuerzos del modelo coincide con la evolución de las fallas del basamento descrita por Fernández *et al.* (1998a), que son de tipo normal y coetáneas a las primeras etapas de sedimentación (Languense-Serravaliense Inferior) para después desactivarse e incluso reactivarse ligeramente como fallas compresivas. En el modelo, la inversión migra hacia el antepaís (de izda. a dcha.) a unos 3-4 km/Ma, aunque los perfiles de sísmica de reflexión no permiten discernir si esta migración de la inversión de las fallas hacia el NNO realmente tuvo lugar.

Por tanto, el Modelo E explica la evolución del sistema de fallas del basamento de la cuenca como una consecuencia de la propagación de la deformación en las Béticas Externas hacia el antepaís. Asimismo, explica también la formación de estas fallas normales en una situación de acortamiento y compresión a escala litosférica. Para ello ha sido necesario tener en cuenta una distribución heterogénea de la resistencia en la litosfera ibérica, de acuerdo con el flujo de calor y la profundidad de la Moho observados y con valores estándar de los parámetros reológicos. De esta manera, el comportamiento flexivo y la evolución de la distribución de esfuerzos que se han calculado son directamente consistentes con la reología elastoplástica adoptada.

## 6.4 Discusión

### 6.4.1 Comportamiento mecánico de la Placa Ibérica

El modelo de placa adecuado para la modelización de la flexión del extremo sur de la Placa Ibérica bajo la cuenca del Guadalquivir depende de los observables que se pretendan reproducir. Para explicar la geometría del basamento es suficiente un modelo de flexión de placa elástica con un grosor de entre 7 y 13 km. Reproducir la geometría de las unidades sedimentarias, en cambio, requiere un modelo de placa viscoelástica en la que se produzca una relajación de los esfuerzos en el tiempo (tiempo de relajación  $\tau=1.2$  Ma). La modelización de la evolución de los esfuerzos en la placa sólo es posible mediante un modelo de placa elastoplástica con resistencia dependiente de la profundidad y teniendo en cuenta el comportamiento de los esfuerzos durante la inversión de la deformación plástica (Fig. 2-11).

Los modelos viscoelástico y elastoplástico son mejoras del modelo de placa elástica que tienen en cuenta, respectivamente, dos procesos anelásticos observados en laboratorio: la relajación viscosa de los esfuerzos y la limitación plástica de los esfuerzos. Los resultados obtenidos en este estudio muestran que la litosfera manifiesta ambos procesos (comportamiento elasto-visco-plástico), aunque el primero (la relajación viscosa) se manifiesta preferentemente

en la geometría de las unidades sedimentarias y el segundo (la limitación plástica) en la evolución de los esfuerzos en la placa.

### 6.4.2 Espesor elástico y estructura de la litosfera

El modelo elastoplástico no homogéneo ha permitido relacionar el espesor elástico equivalente de la placa (que varía lateralmente entre 7 km en el extremo Este y 13 km en el extremo Oeste de la cuenca) con la estructura de la litosfera. Utilizando el flujo de calor observado (entre 60-75 mW/m<sup>2</sup>), valores medios de conductividad térmica y parámetros reológicos, se ha calculado una geoterma y, a partir de ella, la envolvente de esfuerzos de la placa ibérica. Aplicando esta envolvente al modelo de placa elastoplástico, se ha podido reproducir la evolución de la flexión del basamento y explicar el valor del espesor elástico equivalente observado por van der Beek & Cloetingh (1992) y confirmado en este trabajo.

El flujo de calor observado en la región no permite explicar por sí sólo la extrema debilidad de la litosfera. Las medidas de flujo de calor recientemente compiladas por Fernández *et al.* (1998b) indican valores considerablemente más bajos que los utilizados por van der Beek & Cloetingh (1992). En este trabajo se invocan tres mecanismos que se suman al efecto térmico para disminuir el espesor elástico equivalente: 1º) La limitación plástica de los esfuerzos en la parte superior e inferior del manto litosférico y la corteza; 2º) El desacoplamiento mecánico entre el manto y la corteza; y 3º) La fuerza horizontal compresiva, que induce un régimen global compresivo de esfuerzos acentuando la limitación de los esfuerzos de la envolvente.

### 6.4.3 Isostasia y carga oculta

El análisis de la isostasia a escala cortical en la región de estudio ha revelado que ni el efecto de la carga topográfica ni la batimetría anterior a la orogenia pueden explicar la subsidencia de la cuenca. Esto indica la existencia de una carga oculta (no reflejada en la topografía) responsable de parte de la subsidencia en la Cuenca del Guadalquivir, coincidiendo con los resultados obtenidos por van der Beek & Cloetingh (1992). Estos autores atribuyeron dicha carga a la existencia de una paleobatimetría importante en la región, previa al emplazamiento de la actual carga topográfica. Sin embargo, se ha demostrado cuantitativamente que una batimetría de 700 m previa a la formación de la cuenca (Mioceno Inferior) no puede explicar la magnitud necesaria de la carga oculta. En este trabajo se han estudiado dos explicaciones alternativas de la carga oculta. En primer lugar, se ha calculado el efecto flexivo que produciría una carga equivalente al déficit de corteza que hay en la región (déficit relativo a un modelo de corteza inicial de 32 km de grosor y adelgazada hacia el sur). La existencia de esta carga supone que dicho adelgazamiento cortical debería haber ocurrido durante la formación de la cuenca (posterior al Mioceno Medio).

La deflexión adicional producida por esta carga se ha mostrado insuficiente para explicar la subsidencia del basamento, por lo que se ha calculado la distribución de carga oculta adicional

necesaria, que requiere una interpretación distinta de la anterior. Se propone a continuación un segundo mecanismo responsable de la carga oculta: un engrosamiento del manto litosférico (bajo la cuenca y las Zonas Béticas Externas) de mayor intensidad que el engrosamiento cortical. Esta hipótesis permite explicar también los grandes rasgos de la anomalía observada en el geoide.

Un engrosamiento del manto litosférico bajo la cuenca produciría un exceso de carga en virtud de su contraste de densidad respecto a la astenosfera ( $50 \text{ kg/m}^3$ ). Para generar la carga oculta deducida en este estudio, dicho engrosamiento debería comenzar en el límite norte de la cuenca y alcanzar gradualmente 40 km de grosor a unos 60 km de distancia al SSE (el estudio de la flexión en la cuenca no permite determinar la continuidad de la carga oculta hacia el Sur).

El efecto de un cuerpo de las dimensiones y del contraste de densidad señalados no sólo tiene que reflejarse como carga sino que debe producir además una alteración del geoide. La anomalía del geoide en la región estudiada (Fig. 6-9) es de signo opuesto al habitual en zonas de convergencia entre continentes y opuesta también a los resultados del modelo de deformación cortical desarrollado en este trabajo (Fig. 3-21). La anomalía gravimétrica de Bouguer observada, en cambio, es similar en magnitud a la observada en otras cordilleras (p. e., Pirineos) y puede ser explicada parcialmente por el engrosamiento cortical deducido del análisis combinado de sismica profunda y gravimetría (p. e., Torné & Banda, 1992; Torné *et al.*, 1992).

Se ha parametrizado el efecto que induciría en la anomalía geoidal y en la anomalía gravimétrica (ambas calculadas en 2D) un engrosamiento litosférico de distinta magnitud en la corteza y en el manto (Fig. 6-24). Para ello se ha asumido isostasia local, imponiendo que la

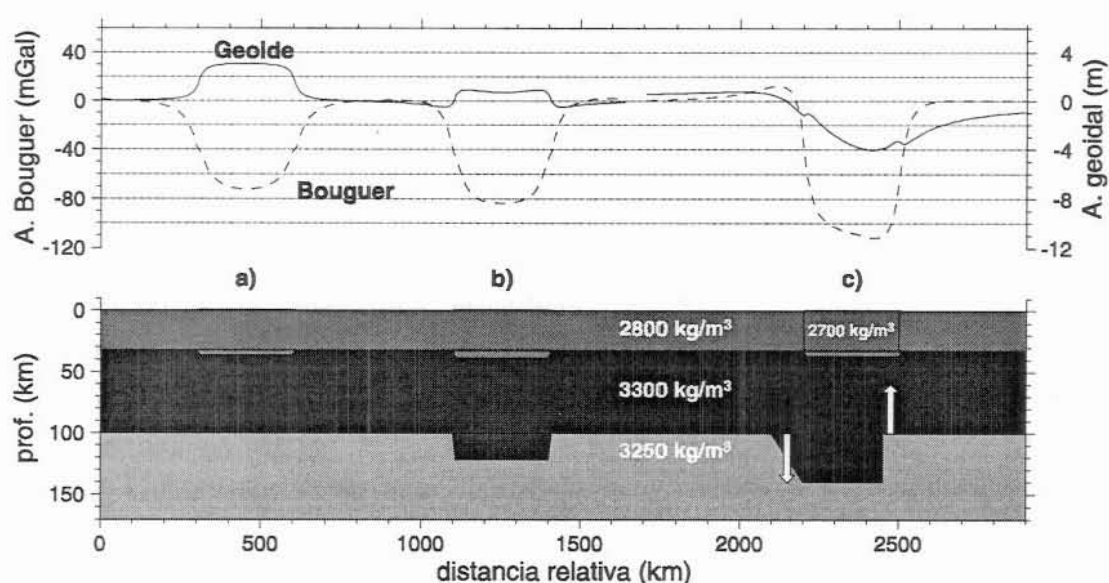


Fig. 6-24.- Anomalías geoidal y de Bouguer creadas por a) un engrosamiento sólo cortical; b) engrosamiento uniforme en toda la litosfera; c) engrosamiento 2.1 veces mayor en el manto que en la corteza. La densidad de la corteza en este caso es de  $2700 \text{ kg/m}^3$ . Sólo el caso c) no está en isostasia local: las flechas blancas indican el sentido de las fuerzas no compensadas localmente, que son consecuencia del desplazamiento entre el engrosamiento cortical y el mantélico.



topografía resultante sea siempre de 800 m (altura media de la cordillera respecto a la meseta). Imponiendo diferentes engrosamientos se han obtenido grosores corticales próximos al valor medio observado bajo las Béticas: 36.6 km (engrosamiento sólo cortical, Fig. 6-24a), 38.5 km (engrosamiento litosférico uniforme, Fig. 6-24b) y 37 km (engrosamiento 2.1 veces mayor en el manto que en la corteza, Fig. 6-24c). Los contrastes de densidad utilizados son de  $500 \text{ kg/m}^3$  entre corteza y manto y de  $50 \text{ kg/m}^3$  entre litosfera y astenosfera, excepto en el caso c, en el que se ha tenido en cuenta una densidad cortical menor a la de referencia:  $2700 \text{ kg/m}^3$  (las velocidades sísmicas observadas por Banda *et al.*, 1993 sugieren una densidad relativamente baja en las Béticas). Los grosores de referencia de la corteza y la litosfera son respectivamente 32 y 100 km. La geometría de la Fig. 6-24c (el techo del engrosamiento litosférico está desplazado 100 km respecto al engrosamiento cortical) ha sido utilizada para crear la carga oculta (hacia el centro de la Tierra) que se ha observado en la Cuenca del Guadalquivir: los tramos entre  $x=2100$  y  $2200$  km y entre  $x=2450$  y  $2500$  km no están compensados localmente. El desplazamiento de la raíz litosférica respecto a la raíz cortical supone una fuerza neta hacia abajo en el lado izquierdo del modelo (antepaís) que varía lateralmente entre 0 y  $2.2 \cdot 10^6 \text{ kg/m}^2$ , magnitud muy similar a la de la carga oculta calculada en este capítulo. El resultado es que un engrosamiento mayor en el manto litosférico que en la corteza (Fig. 6-24c) es la única forma de producir anomalías geoidales y gravimétricas de tendencia y magnitud similar a las observadas en la cordillera respecto al Macizo Ibérico (negativas en ambos casos; Fig. 6-9) teniendo en cuenta la raíz cortical y la topografía observadas.

Esta hipótesis sugiere, conjuntamente con el estudio flexural de la Cuenca del Guadalquivir, que la deformación asociada al emplazamiento de las Béticas ha producido un engrosamiento

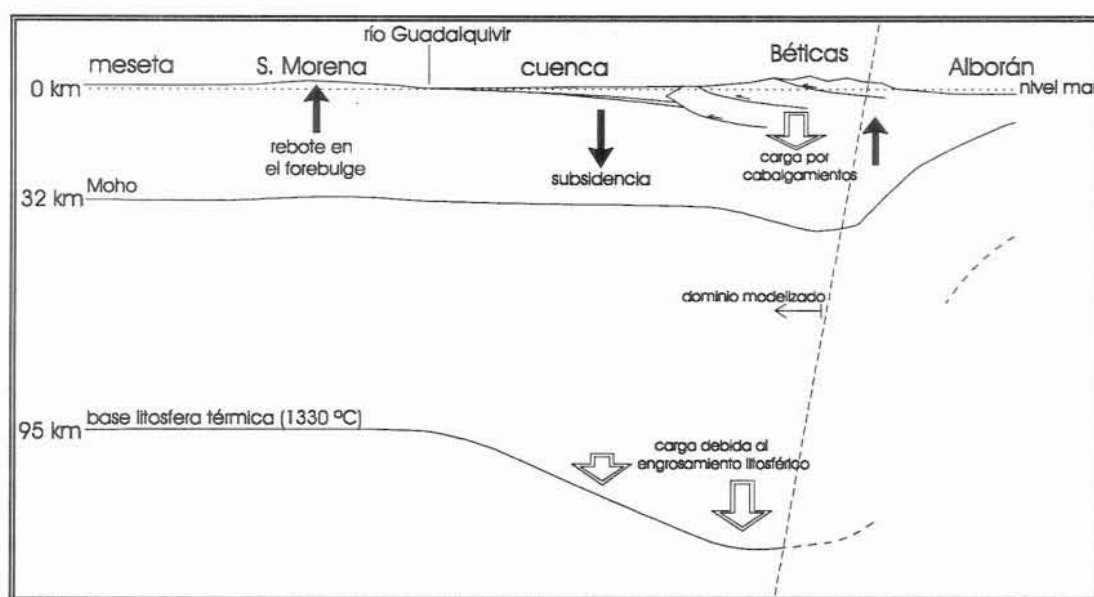


Fig. 6-25.- Esquema de las fuerzas isostáticas en la región Béticas-Guadalquivir (flechas blancas) y los movimientos verticales que originan (flechas negras). La carga producida por el engrosamiento litosférico y el apilamiento de las Béticas produce subsidencia bajo éstas y en la cuenca y levantamiento en Sierra Morena. Las líneas a trazos son interpretativas y quedan fuera del alcance de este estudio.



litosférico que se extiende hacia la cuenca generando una carga adicional importante (Fig. 6-25). La Cordillera Bética, según lo anteriormente expuesto, se muestra como un orógeno de escaso acortamiento que puede incluso haber sufrido, en los niveles inferiores de la corteza, extensión simultánea a la formación de la cuenca. La subsidencia de la Cuenca del Guadalquivir parece ser debida, en una parte significativa, al engrosamiento del manto litosférico.

## 6.5 Conclusiones

La aplicación a la Cuenca del Guadalquivir de los modelos desarrollados en los capítulos anteriores ha permitido elaborar un modelo autoconsistente del proceso de carga, la geometría de las unidades sedimentarias y el comportamiento mecánico de la litosfera en la región.

El estudio 3D de la isostasia regional revela que las cargas asociadas a la topografía y a la paleobatimetría son responsables sólo en parte de la formación de la cuenca. La subsidencia en la cuenca del Guadalquivir parece estar relacionada fundamentalmente con el acortamiento en las Béticas Externas y con la acción de una carga oculta de origen subcortical. El efecto flexivo de la formación de Alborán y de las Béticas Internas es irrelevante en la región correspondiente a la cuenca actual.

La carga oculta obtenida es ligeramente menor y más próxima al antepaís que la obtenida por van der Beek & Cloetingh (1992). La magnitud de esta carga depende sensiblemente de la paleotopografía o paleobatimetría adoptada, y éstas son poco conocidas. En el presente estudio se ha adoptado una distribución gradual que varía entre  $0 \text{ N/m}^2$  en el borde norte de la cuenca hasta  $2 \cdot 10^7 \text{ N/m}^2$  a 60 km de dicho borde en dirección SSE. La modelización de la cuenca indica que la carga se prolonga algunas decenas de kilómetros en la misma dirección. La modelización de la geometría de las unidades sedimentarias observadas por Berástegui *et al.* (1998) y Fernández *et al.* (1998a) ha permitido establecer la edad de emplazamiento de dicha carga coincidiendo, aunque con reservas, con el inicio del Mesiniense.

En base a la anomalía geoidal y gravimétrica observados en la cuenca, se propone como interpretación de la carga oculta la existencia de un importante engrosamiento litosférico de entre 30 y 40 km, ligeramente desplazado al NW respecto a la cordillera. La geometría de dicho engrosamiento queda por determinar a falta de una modelización detallada de la estructura litosférica de la región que incluya el margen actual y la Cuenca de Alborán.

La modelización ha permitido validar los modelos conceptuales de flexión litosférica desarrollados en el Capítulo 2. Los resultados obtenidos indican que el comportamiento viscoelástico de la litosfera tiene un efecto importante sobre la geometría de los sedimentos, mientras que el comportamiento elastoplástico permite además explicar en términos reológicos el espesor elástico equivalente de la litosfera y reproducir la evolución de los esfuerzos en la misma. Por el contrario, la aplicación de un modelo puramente elástico solo permite reproducir la geometría del basamento.

Para la modelización de la geometría de los sedimentos, se ha asumido, de acuerdo con Berástegui *et al.* (1998) y Fernández *et al.* (1998a), que las Béticas Externas se han desplazado hacia el Norte, requiriendo el modelo velocidades de acortamiento de entre 4 km/Ma (pre-Tortonense) y 2 km/Ma (Tortonense) y su cese en el Mesiniense (-6 Ma). La aplicación del modelo viscoelástico para reproducir la geometría de las unidades sedimentarias predice un espesor elástico  $T_e=15$  km y un tiempo de relajación  $\tau=1.2$  Ma. El modelo elastoplástico no homogéneo ha permitido reproducir también la geometría de los sedimentos asumiendo un espesor mecánico de 53 km. Estos resultados muestran que el retroceso de la unidad Tortonense puede ser el resultado de un efecto combinado de la eustasia, la relajación viscosa de los esfuerzos flexurales en la litosfera y la estratificación de la resistencia en la litosfera.

El modelo elastoplástico ha permitido además explicar la evolución de las fallas extensivas en el basamento en un contexto general compresivo (Modelo E). Efectivamente, pese a que en dicho modelo se asume una fuerza horizontal compresiva de 0.7 TN que se distribuye por toda la litosfera, el techo del basamento de la cuenca sufre extensión durante la primera etapa de sedimentación debido a los esfuerzos producidos por la flexión.

El espesor elástico equivalente de la Placa Ibérica obtenido con el modelo elástico 2D es de  $9\pm3$  km. El modelo 3D ha permitido establecer que el espesor elástico equivalente varía lateralmente en la cuenca entre 6 km en el Este y 14 km en el extremo Oeste de la cuenca. Estos valores son compatibles con una litosfera de 53 km de espesor mecánico si se asume el desacoplamiento entre manto y corteza.

Finalmente, los resultados de la modelización, conjuntamente con la parametrización del modelo 3D (capítulo 4), indican que la flexión en la Cuenca del Guadalquivir puede haber contribuido significativamente en la formación del relieve de Sierra Morena, que constituiría el *forebulge* (el rebote flexural) asociado a la cuenca.



## 7. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES GENERALES

Al final de los capítulos precedentes se ha incluido una discusión detallada de los resultados y las conclusiones específicas alcanzadas mediante la parametrización de los modelos y su aplicación en un contexto oceánico y otro continental. En el presente capítulo se presenta una discusión genérica de los resultados globales de este trabajo, poniendo especial énfasis en el comportamiento flexural de la litosfera.

### 7.1 Discusión

#### Espesor elástico y estructura de la litosfera

El estudio de las observaciones de espesor elástico equivalente condujo durante la década de los 80 a la conclusión de que la rigidez de la litosfera oceánica está controlada fundamentalmente por la distribución de temperaturas en su interior (p. e., Watts, 1978; McNutt & Menard, 1982; McNutt, 1984; Calmant & Cazenave, 1986). Todavía continúa, sin embargo, la discusión en torno a la interpretación de las observaciones de espesor elástico equivalente en litosfera continental (p. e., Karner *et al.*, 1983; McNutt *et al.*, 1988; Watts, 1992; Burov & Diament, 1995).

En este trabajo se ha mostrado que el modelo de placa puramente elástica, incluso cuando permita ajustar la deflexión observada, no da cuenta de la evolución de la deflexión ni predice una distribución de esfuerzos acorde con las observaciones. La consiguiente utilización del modelo de placa elastoplástica con reología estratificada (Burov & Diament, 1995) ha permitido no sólo reproducir estos observables sino también mostrar la relación entre el espesor elástico

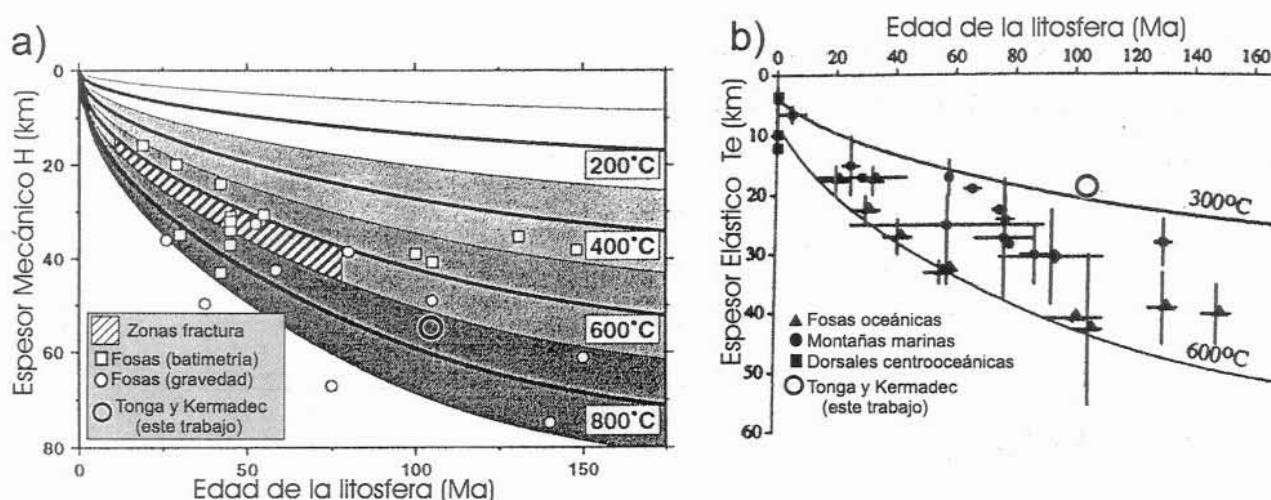


Fig. 7-1.- a) Recopilación de espesores mecánicos observados en fosas oceánicas (a partir de observaciones de batimetría y de gravedad) zonas de fractura en función de la edad de la litosfera en el momento de producirse la flexión (modificado de Wessel, 1992); b) Recopilación de espesores elásticos observados en distintas regiones oceánicas (modificado de Watts, 1992). Ambos diagramas muestran los resultados obtenidos en este trabajo para las fosas de Tonga y Kermadec. La profundidad de las isotermas está basada en el modelo de Parsons & Sclater (1977).

equivalente y la estructura de la litosfera, ya sea oceánica o continental.

El espesor mecánico obtenido en las fosas de Tonga y Kermadec (similar en ambos casos:  $H=54$  km) se corresponde aproximadamente con la edad de la litosfera en la región y con lo observado en otras fosas (Fig. 7-1a). Por el contrario, el espesor elástico equivalente obtenido ( $T_e=17\pm3$  km) es bajo en relación a otras fosas oceánicas (Fig. 7-1b) y queda fuera del rango de temperaturas (entre 300 °C y 600 °C [Watts, 1978]) con el que comúnmente se asocia. Esto es consecuencia de la elevada curvatura de la placa en ambas regiones, que acentúa el efecto de la limitación plástica de los esfuerzos (McNutt & Menard, 1982; McNutt, 1984).

En el caso de la Cuenca del Guadalquivir (Fig. 7-2), el espesor elástico deducido (entre 7 y 13 km) entra dentro de un grupo de valores observados en diversas zonas de colisión continental y rebote post-glaciar (Watts, 1992; Burov *et al.*, 1995) como los Apeninos, los Alpes Occidentales o el Lago Bonneville. Estos espesores corresponden a la profundidad de una isoterma inferior a 300 °C y no pueden ser explicados en base exclusivamente a la estructura térmica de la litosfera. Este resultado se ha derivado de considerar la limitación plástica de los esfuerzos flexurales y el desacoplamiento mecánico entre corteza y manto, lo cual confirma la tesis mantenida por McNutt *et al.* (1988) y Burov & Diament (1995).

El desacoplamiento entre manto y corteza puede explicar, por tanto, la bimodalidad de los

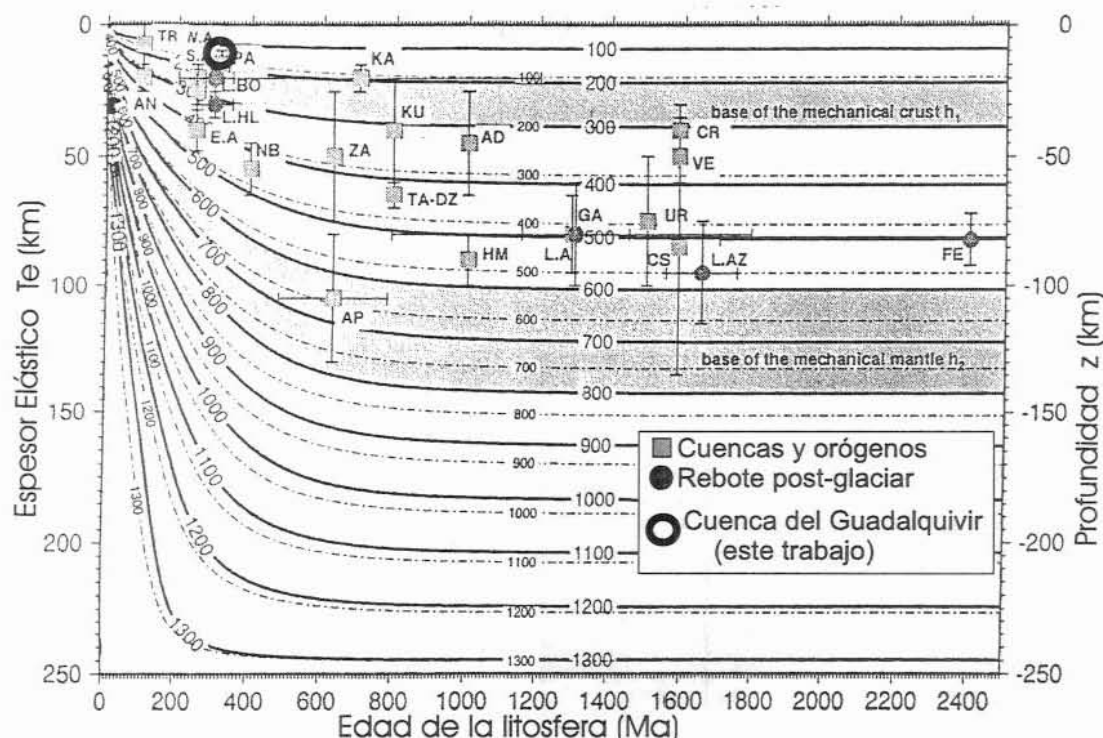


Fig. 7-2.- Recopilación de espesores elásticos observados en regiones continentales (zonas de colisión y de rebote post-glaciar) en función de la edad de la litosfera en el momento de producirse la carga. El círculo negro indica el resultado obtenido en este trabajo para la Cuenca del Guadalquivir. Las líneas a trazos son isotermas cada 100 °C; las líneas continuas son isotermas teniendo en cuenta la producción radiogénica de calor. Las isotermas de 250-300 °C corresponden a la base de la corteza mecánicamente resistente; las de 700-750 °C corresponden a la base de la litosfera mecánica. (Modificado de Burov & Diament, 1995).



espesores elásticos observados en continentes (Watts, 1992; Fig. 7-3). En la litosfera oceánica, el escaso grosor de la corteza evita que en ésta se produzca ductilidad. Por el contrario, en la litosfera continental, el mayor grosor cortical induce una mayor temperatura en la base de la corteza, donde se puede producir ductilidad y el consiguiente desacoplamiento, que puede provocar una

reducción notable del espesor elástico equivalente. En el caso de la Cuenca del Guadalquivir, se ha comprobado que el espesor mecánico calculado,  $H=53$  km, se traduce en un espesor elástico equivalente de tan sólo 10 km, debido al efecto combinado del desacoplamiento y la limitación de la resistencia. La utilización de un mismo modelo para reproducir la flexión litosférica en un contexto continental y otro oceánico ha mostrado que la diferencia básica de comportamiento entre ambos tipos de litosfera puede deberse al distinto grosor cortical, que permitiría explicar la distribución bimodal y la dispersión de los valores de espesor elástico observados en regiones continentales.

### Distribución de esfuerzos

En contraste con lo asumido en los modelos de placa homogénea (p. e., elástico o viscoelástico), el modelo elastoplástico heterogéneo ha mostrado que la estratificación de la resistencia en la litosfera ejerce un papel fundamental durante la flexión. El modelo elastoplástico con resistencia variable con la profundidad ha permitido reproducir la flexión de la Placa Pacífica en las fosas de Tonga y Kermadec, y también explicar simultáneamente la flexión del basamento pre-cenozoico de la Cuenca del Guadalquivir, la geometría de sus unidades sedimentarias y la evolución de las fallas del basamento.

La distribución de esfuerzos predicha por el modelo concuerda de forma significativa con la distribución de los mecanismos focales intra-placa (en el caso oceánico) y con la distribución de fallas en el basamento (caso continental).

Se ha podido establecer que la cronología de la carga (en rigor: la cronología de la deformación), cuyo efecto en la flexión oceánica es discutido por Mueller *et al.* (1996a), tiene también un efecto importante en la distribución de los esfuerzos en las cuencas de antepaís. La distribución final de los esfuerzos en la placa depende del orden de emplazamiento de las cargas. Así, la utilización de cargas instantáneas (Burov & Diament, 1992) puede inducir

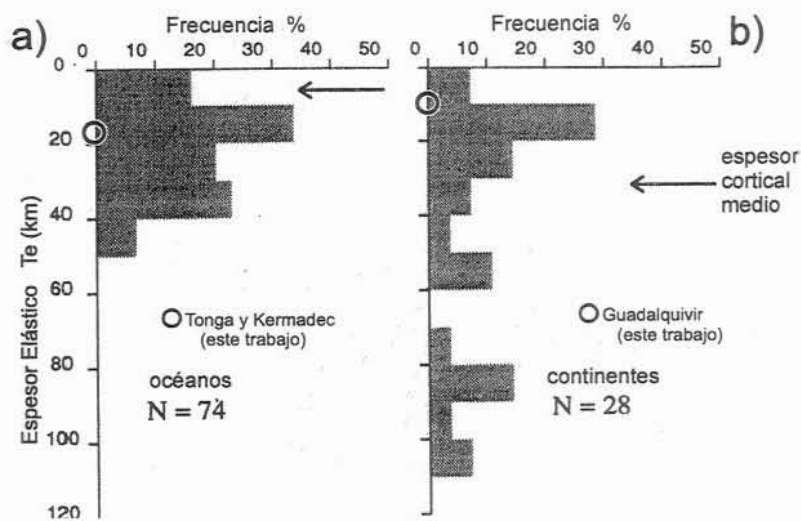


Fig. 7-3.- Diagrama de frecuencia de las estimaciones de espesor elástico en litosfera oceánica (a) y continental (b). Los círculos indican los resultados obtenidos en este trabajo. Las flechas indican el espesor cortical medio. (Modificado de Watts, 1992).

errores en la modelización de los esfuerzos flexurales. En el presente estudio, ha sido necesario considerar la evolución de la deformación y los esfuerzos para poder explicar el comportamiento frágil del basamento.

## Aportaciones

Los principales logros alcanzados en este trabajo son: a) la integración en un único modelo de los procesos de formación de cuencas de antepaís y flexión de la litosfera continental de reología estratificada; b) el desarrollo de dos modelos numéricos de flexión 2D y 3D de gran versatilidad; c) la estimación de la estructura litosférica de la Placa Pacífica y las fuerzas relacionadas con la subducción en la región de Tonga y Kermadec; d) la estimación del comportamiento termomecánico del sur de la Placa Ibérica; y e) el estudio de la relación tectónica-sedimentación en la formación de la Cuenca del Guadalquivir.

La validez y versatilidad del modelo resultante ha quedado demostrada a través de su aplicación a dos contextos tectónicos distintos:

En las fosas de Tonga y Kermadec (litosfera oceánica), el modelo de placa elastoplástica ha permitido reproducir de forma satisfactoria la batimetría de la zona, delimitar la estructura termomecánica de la Placa Pacífica y determinar las fuerzas que actúan sobre dicha placa en el eje de la fosa. Además se ha podido determinar la distribución de esfuerzos flexurales en la parte oceánica de la fosa (el tramo de placa aún no subducido) y establecer la existencia de una fuerza horizontal extensiva. El régimen de esfuerzos extensivos que se deriva de los resultados favorece el modelo más comúnmente aceptado de tracción del *slab* (*slab pull*) frente al de arrastre mantélico.

Las principales aportaciones de este trabajo relativas a la formación de cuencas de antepaís surgen de la integración en un único modelo numérico de los procesos de carga por cabalgamientos, transporte superficial y flexión de la litosfera con reología estratificada. Para ello ha sido necesario incorporar técnicas recientes utilizadas por diversos autores: Burov & Diament (1992, 1995), Beaumont *et al.* (1992), Toth *et al.* (1996) y Flemings & Jordan (1989), entre otros. La aplicación del modelo 2D a la Cuenca del Guadalquivir (litosfera continental) y los resultados obtenidos a partir del modelo 3D han permitido mejorar la comprensión de la interacción entre la distribución de carga asociada a las Béticas, la cuenca y los procesos superficiales. Se ha podido explicar la geometría de la cuenca y sus unidades sedimentarias de forma consistente con el desplazamiento de las Zonas Béticas Externas y con la estructura térmica deducida del flujo de calor observado. La red hidrográfica de drenaje parece estar condicionada por la cinemática de los cabalgamientos y por la respuesta flexural de la litosfera. Así, por ejemplo, se ha interpretado la actual posición del río Guadalquivir (casi en contacto con el antepaís) y la existencia del relieve de Sierra Morena como una consecuencia de la formación del *forebulge* flexural.

## **Limitaciones**

La principal limitación de la aplicación del modelo a la flexión en fosas oceánicas está relacionada con la variación de pequeña longitud de onda de la batimetría. Esto reduce la capacidad de discernir entre diferentes ajustes obtenidos al variar la estructura litosférica o las fuerzas que actúan sobre la placa.

En el caso de las cuencas de antepaís la principal limitación estriba en el elevado número de parámetros que requiere. Esto se traduce en dos dificultades al intentar modelizar una determinada región: por un lado, induce una multiplicidad de soluciones que es difícil de evaluar; por otro lado (y más importante), son necesarios datos cuantitativos muy diversos (paleogeografía, tasas de erosión y sedimentación, cinemática del acortamiento a escala cortical, flujo de calor, densidades, geometría actual del basamento y de las unidades sedimentarias, etc) que no siempre están disponibles.

El modelo de carga por cabalgamientos que se ha diseñado puede parecer un modelo de deformación demasiado sencillo, pero es suficiente para estudiar los procesos de primer orden que interaccionan durante la formación y relleno sedimentario de las cuencas de antepaís; se pretende reproducir a grandes rasgos la geometría del relleno sedimentario de la cuenca y no la geometría interna de los mantos de corrimiento apilados.

## **7.2 Conclusiones generales**

A partir de la discusión y de las conclusiones parciales obtenidas a lo largo de este trabajo, cabe extraer las siguientes conclusiones generales relativas a la flexión de la litosfera y a la formación de cuencas de antepaís:

1. La estratificación de la resistencia en la litosfera juega un papel primordial en su comportamiento flexural. La correcta modelización de los esfuerzos debidos a la flexión requiere tener en cuenta una estructura realista de la litosfera utilizando el concepto de envolvente de esfuerzos y teniendo en cuenta la cronología de la flexión. Esta técnica ha permitido relacionar de forma directa el comportamiento flexural con las propiedades termomecánicas de la litosfera, tanto en regiones oceánicas (fosas de Tonga y Kermadec) como en regiones continentales (Cuenca del Guadalquivir).
2. La distribución de temperaturas deducida del flujo de calor superficial observado, junto con valores típicos de los parámetros reológicos, permiten explicar el comportamiento flexural de la litosfera en los dos ámbitos (oceánico y continental) modelizados en este trabajo. En el caso de la litosfera continental (Cuenca del Guadalquivir), es necesario además considerar el grosor cortical y el desacoplamiento mecánico entre corteza y manto.
3. El efecto de la fuerza tectónica horizontal sobre la flexión de la litosfera y sobre la distribución de esfuerzos flexurales en la misma no es negligible en ninguna de las regiones

estudiadas. La modelización ha permitido establecer la existencia de una fuerza horizontal extensiva de entre 3 y 7 TN/m que actúa sobre la Placa Pacífica en las fosas de Tonga y Kermadec. Esto sugiere que el peso del *slab* es la causa principal del movimiento de subducción (mecanismo de *slab pull*). En la Cuenca del Guadalquivir, la inclusión de una fuerza horizontal compresiva de 0.7 TN/m debilita la litosfera sensiblemente, permitiendo ajustar los observables, pero la incertidumbre en los parámetros reológicos y la estructura térmica no permite acotar con certeza la magnitud de dicha fuerza.

4. La geometría del basamento y de las unidades sedimentarias a escala regional en las cuencas de antepaís está relacionada con la cronología de los cabalgamientos y con las propiedades reológicas de la litosfera. La transición entre cuenca marina y continental parece estar controlada fundamentalmente por el detenimiento de los cabalgamientos y por la altura inicial de la placa. La paleobatimetría (anterior al emplazamiento de la carga) tiene un efecto importante en la geometría final de la cuenca.
5. La aplicación de los modelos desarrollados al estudio de la Cuenca del Guadalquivir ha permitido elaborar un modelo autoconsistente del proceso de carga, la geometría de las unidades sedimentarias y la estructura de la litosfera en la región estudiada. La subsidencia en la Cuenca del Guadalquivir está relacionada fundamentalmente con el acortamiento en las Béticas Externas y con la acción de una carga oculta de origen subcortical. El origen de esta carga parece estar relacionado con un engrosamiento litosférico bajo la región Béticas-Guadalquivir. El efecto flexivo de la formación de Alborán y de las Béticas Internas es irrelevante en la región correspondiente a la cuenca actual.

### 7.3 Futuras líneas de trabajo

El estudio de la flexión litosférica en cuencas de antepaís se ha mostrado en los últimos 15 años como un buen método de aproximación al proceso de formación de cuencas de antepaís. Además, trabajos recientes muestran que el estudio de la flexión puede utilizarse para entender procesos más profundos como la formación de cargas ocultas o la estratificación reológica de la litosfera. La aplicación del tipo de modelización desarrollado en este estudio a otras cuencas de antepaís permitiría mejorar el conocimiento de estos procesos a nivel global y encontrar relaciones entre los resultados y el contexto tectónico en que se obtienen.

Sin embargo, para llegar a entender procesos más profundos, como el origen de las cargas ocultas, será necesario entender la deformación a escala litosférica: no sólo en cuanto a la respuesta flexural sino en cuanto a cómo se acomoda a nivel litosférico el acortamiento observado en superficie. Desde el punto de vista de la modelización numérica, este objetivo requeriría un conocimiento muy detallado de la cinemática y la dinámica de la litosfera. En relación con este aspecto, los resultados obtenidos en el capítulo 6 muestran la existencia de una carga oculta bajo la región Béticas-Guadalquivir, probablemente localizada en la base de la

litosfera. La modelización conjunta de la anomalía gravimétrica y el geoide sería de gran utilidad para acotar la geometría de dicha carga y para determinar el origen de la misma.

Los modelos de flexión de placa viscoelástica y elastoplástica son diferentes aproximaciones a la reología litosférica que generalizan el modelo elástico reflejando respectivamente la relajación y la limitación de los esfuerzos. El uso de uno de estos dos modelos en detrimento del otro supone ignorar propiedades de los materiales litosféricos cuyo efecto en la flexión es importante. El desarrollo futuro de la modelización de procesos litosféricos requerirá considerar modelos de deformación visco-elasto-plástica para los cuales será necesario un mejor conocimiento de la reología.

Otra interesante vía futura de trabajo es la inclusión de la advección y la conducción térmica en el modelo de evolución de cuencas. Un modelo con estas características permitiría acotar la evolución de la temperatura en los sedimentos de la cuenca, lo cual tiene una gran importancia en la maduración de materia orgánica y, consiguientemente, en la prospección de hidrocarburos.

En cualquier caso, el desarrollo de una modelización más ambiciosa debe ir acompañado de una mejora de la calidad de las observaciones geológicas y geofísicas y de los modelos tectónicos deducidos a partir de ellas, pues son estas observaciones las que reducen la arbitrariedad de los parámetros de la modelización.





## Índice de términos

- Airy, compensación de, 1  
 Alborán, 118; 134  
 anomalía geoidal, 46; 47; 57  
 anomalía gravimétrica, 46; 47; 57; 108  
 apilamiento, 8  
 astenosfera, 1  
 basamento, 107  
 batimetría, 88  
 Béticas Externas, 130; 135; 142  
 Béticas Internas, 117; 134  
 carga, 8  
 carga oculta, 10; 115; 132  
 carga paleobatimétrica, 114  
 carga por cabalgamiento, 9  
 carga topográfica, 10; 113  
 cataclástico, flujo, 22  
 coeficiente de Poisson, 17  
 condiciones de contorno, 32; 46; 60; 65; 70  
 conservación de la masa, 26  
 conservativo, 26  
 cooling plate model, 22  
 cronología de la carga, 21; 28; 139; 141; 142  
 cuenca de antepaís, 2  
 Cuenca del Guadalquivir, 138  
 déficit de corteza, 115  
 deflexión, 1; 11  
 denudación. *Véase* erosión  
 desacoplamiento, 24  
 diferencias finitas, 31  
 discretización, 31  
 distribución de esfuerzos. *Véase* esfuerzos,  
     distribución de  
 Dorn, Ley de, 22  
 ductilidad, 23  
 elasticidad, 12  
 elástico, 11  
 elastoplasticidad, 12  
 elastoplástico, 11  
 energía de activación, 23  
 envolvente de esfuerzos, 20  
 erosión, 26  
 esfuerzos, distribución de, 4; 37; 139  
 espesor elástico, 2; 25; 36; 112  
 espesor elástico equivalente, 17  
 espesor mecánico, 20; 24  
 eustasia, 26; 119  
 evolución de la deformación. *Véase* cronología de la  
     carga  
 flexión en litosfera continental, 99  
 flexión en litosfera oceánica, 81  
 flexión litosférica, 1  
 flujo cataclástico, 22  
 flujo dúctil, 23  
 flujo potencial, ley de, 23  
 forebulge, 2; 3; 39; 71; 73; 135  
 fuerza tectónica horizontal, 11; 15; 84; 91; 94  
 isostasia local, 74; 79  
 isostasia regional, 1  
 Kermadec, 81; 87; 138  
 Ley de Dorn, 23. *Véase* Dorn, Ley de  
 ley de flujo potencial, 23  
 limitaciones, 140  
 litosfera, 1  
 litosfera continental, 20; 22  
 litosfera oceánica, 2; 21  
 modelo conceptual, 7  
 modelo de transporte fluvial, 79  
 modelo difusivo de transporte, 27  
 modelos numéricos, 7  
 módulo de Young, 17  
 Moho, 110; 115  
 offlap, 48; 58  
 onlap, 48; 58; 121  
 paleobatimetría, 114  
 paleogeografía, 102  
 paleomargen Sudibérico, 114  
 parámetros reológicos, 22  
 placa delgada, 11; 13  
 placa elástica, 13  
 placa elastoplástica, 20; 122  
 placa homogénea, 2  
 Placa Ibérica, 130  
 placa viscoelástica, 18  
 Poisson, coeficiente de. *Véase* coeficiente de Poisson  
 Pratt, compensación de, 1  
 procesos superficiales, 26  
 red fluvial de drenaje, 28  
 régimen térmico, 37  
 relación esfuerzo-deformación, 11; 18  
 relajación de esfuerzos, 13  
 reología, 11  
 ruptura frágil, 22  
 sedimentación, 26  
 Sierra Morena, 101; 122; 135  
 Tonga, 81; 87; 138  
 unidad, 43; 68  
*Véase* esfuerzos, distribución de, 14  
 viscoelasticidad, 12  
 viscoelástico, 11  
 viscosidad, 12  
 Young, módulo de. *Véase* módulo de Young  
 Zonas Externas, 101; 122  
 Zonas Internas, 117



## Índice de ilustraciones y tablas

- Fig. 2-1.- Esquema de los procesos que intervienen en los modelos de formación de cuencas de antepaís que se han desarrollado en este trabajo. El apilamiento de mantos de corrimiento genera una carga que flexiona la litosfera produciendo cuencas junto al orógeno. Simultáneamente, la topografía asociada al acortamiento cortical es erosionada y sus materiales son transportados a las cuencas adyacentes, redistribuyendo así la carga y modificando la flexión. Se ha puesto especial énfasis en utilizar distribuciones realistas de esfuerzos en la litosfera, en reproducir el transporte tridimensional de los sedimentos y en las variaciones eustáticas del nivel del mar. ....8
- Fig. 2-2.- Tipos de carga utilizados en este trabajo: topográfica (a), por cabalgamientos (b), ocultas (c) y fuerzas de contorno (d). ....9
- Fig. 2-3.- Esquema del cálculo de la carga adicional  $\Delta q(x)$  creada por un desplazamiento  $\Delta x$  de un manto de corrimiento. El grosor del bloque superior  $h$  se mantiene durante el desplazamiento. El incremento de carga es equivalente al incremento de masa en cada columna. ....9
- Fig. 2-4.- Diagrama esfuerzo-deformación para un sólido elástico. ....12
- Fig. 2-5.- Evolución de la deformación producida en un sólido viscoso por dos esfuerzos  $\sigma_2=2\cdot\sigma_1$ . En el diagrama se muestra la deformación producida por un esfuerzo que actúa entre los instantes  $t_0$  y  $t_f$ . ....12
- Fig. 2-6.- Deformación producida por dos esfuerzos constantes ( $\sigma_2=2\sigma_1$ ) que actúan entre los instantes  $t_0$  y  $t_f$  según el modelo viscoelástico.  $\epsilon_{01}$  y  $\epsilon_{02}$  corresponden a la deformación inicial elástica. ....12
- Fig. 2-7.- Diagrama esfuerzo-deformación según el modelo de deformación elastoplástico. ....13
- Fig. 2-8.- Fuerzas que actúan sobre un elemento diferencial de la placa delgada.  $T_e$  es el espesor de la placa;  $F_x$  es la fuerza tectónica horizontal;  $\rho_{amb}$  y  $\rho_m$  son las densidades de los materiales situados por encima y debajo de la placa, respectivamente;  $q$  es la carga externa;  $M$  es el momento;  $V$  es la cizalla vertical;  $w$  es la deflexión;  $\Delta\rho\cdot g\cdot w$  es la fuerza restitutiva;  $dx$  es la anchura del elemento diferencial. ....14
- Fig. 2-9.- Distribución de los esfuerzos en función de la profundidad en una placa delgada con las tres reologías utilizadas en este trabajo: elástica, viscoelástica y elastoplástica dependiente con la profundidad. CS: Corteza Superior; CI: Corteza Inferior; ML: Manto Litosférico. ....15
- Fig. 2-10.- Las ecuaciones (2-5) o (2-6) permiten dos formas de calcular el efecto flexural del relleno sedimentario: a) asumiendo  $\rho_{amb}$ =densidad sedimentos o b)  $\rho_{amb}=0$ , considerando la sedimentación como una carga por separado. ....16
- Fig. 2-11.- Esquema que muestra el efecto de la evolución de la deformación ( $t_1$ ,  $t_2$ ,  $t_3$ ) en una posición  $x$  de la placa sobre su distribución final en la placa ( $t_4$ - A) respecto al caso en que no se tiene en cuenta dicho efecto ( $t_4$ - B). En el instante inicial  $t_1$  la placa se encuentra sin flexionar en la posición  $x$  (la curvatura  $K$  es nula) bajo una fuerza regional extensiva. En el instante  $t_2$  la curvatura de la placa aumenta hasta alcanzar el valor máximo en  $t_3$ . El descenso en la curvatura producido en  $t_4$  tiene efectos muy distintos si la distribución de los esfuerzos se calcula sólo en función de la curvatura actual (B) o si se tiene en cuenta la anterior distribución de los esfuerzos (A). ....21
- Fig. 2-12.- Efecto sobre la distribución de esfuerzos y sobre el espesor elástico  $T_e$  del desacoplamiento mecánico entre la corteza y el manto litosférico (A) respecto a un caso en el que se asume acoplamiento (B). La envolvente de esfuerzos de la litosfera continental se ha calculado según Lynch & Morgan (1987). C.S.: Corteza Superior; C.I.: Corteza Inferior; M.L.: Manto Litosférico. ....23
- Fig. 2-13.- Proceso iterativo para el cálculo de la flexión en el modelo de placa elastoplástica. A partir de la envolvente de esfuerzos de la placa y del incremento de carga en cada intervalo de tiempo, la iteración

- encuentra una deflexión, distribución de esfuerzos y espesor elástico equivalente compatibles con dicha envolvente.....25
- Fig. 3-1.- Flexión de una placa elástica producida por una carga trapezoidal para valores de espesor elástico de 10, 30 y 90 km (izda.). Flexión de una placa viscoelástica de  $\tau=5$  Ma y  $T_e=90$  km producida por la misma carga a lo largo del tiempo ( $t=0, 5$ , y  $50$  Ma). Nótese que las deflexiones de la placa elástica de 90 km y la viscoelástica en  $t=0$  coinciden. ....33
- Fig. 3-2.- Efecto de una fuerza tectónica horizontal de magnitud entre  $F_x=-10^{13}$  y  $F_x=+10^{13}$  N/m (zonas sombreadas) respecto a la deflexión producida en ausencia de dicha fuerza (líneas interiores). Se muestran dos casos en los que el espacio creado por la deflexión es rellenado por agua ( $1000 \text{ kg/m}^3$ ) (a) y por sedimentos ( $2400 \text{ kg/m}^3$ ) (b). La fuerza vertical  $F_z$  ha sido escogida de forma que la deflexión sea similar en ambos casos cuando  $F_x=0$ . ....34
- Fig. 3-3.- Esquema utilizado para el estudio del error inducido por la acotación del dominio de modelización.  $w_f$ : deflexión en el frente de la carga;  $L$ : distancia del frente de la carga al límite del dominio;  $V$ : volumen de la cuenca. Ver los resultados en la Fig. 3-4. ....34
- Fig. 3-4.- Efecto de la limitación del dominio de modelización en la deflexión para valores de  $T_e$  de 10, 20, 40 y 80 km en función de la distancia entre el límite del modelo y el frente de la carga. El error en la deflexión en el frente de la carga (izda.) es relativo a la deflexión que se produciría para  $L=\infty$ . El error en el volumen de la cuenca (dcha.) es relativo al volumen de la cuenca producida con  $L=\infty$ . ....35
- Fig. 3-5.- Comparación de la deflexión producida por la misma fuerza vertical ( $F_z=5 \cdot 10^{12}$  N/m) en una placa elastoplástica de espesor mecánico  $H=63$  km (línea continua), y dos placas elásticas de  $T_e=26$  km (línea a trazos) y  $T_e=H=63$  km (línea punteada). ....36
- Fig. 3-6.- Variaciones del espesor elástico en función de la curvatura en el modelo de litosfera continental elastoplástica con y sin desacoplamiento mecánico entre corteza y manto. El desacoplamiento produce una considerable reducción del espesor elástico equivalente  $T_e$ . ....37
- Fig. 3-7.- Variación del espesor elástico en función de la edad y la curvatura de la litosfera para curvaturas convexas. ....38
- Fig. 3-8.- Variación del espesor elástico en función de la edad y de la curvatura de la litosfera para curvaturas convexas (líneas continuas) y cóncavas (líneas discontinuas). ....38
- Fig. 3-9.- Posición del punto máximo (*forebulge*) de una placa viscoelástica ( $\tau=5$  Ma) en función del tiempo transcurrido desde la carga. La distancia se mide desde el frente de la carga. Las líneas continuas corresponden a una carga en forma de cuña; las líneas a trazos corresponden a una carga puntual en  $x=0$ ; triángulos:  $T_e = 10$  km; círculos:  $T_e = 20$  km. ....39
- Fig. 3-10.- Esquema que muestra el movimiento de las cargas y los sedimentos. Cuando una nueva falla inicia la deformación en el modelo (izda.), las unidades de sedimentos que atraviesa son divididas. Los cabalgamientos y los sedimentos que quedan sobre la falla adquieren la misma velocidad que ésta; el resto permanecen sin desplazarse (dcha.). Escala vertical exagerada. ....41
- Fig. 3-11.- Efecto producido por los modelos de erosión y sedimentación sobre un perfil topográfico arbitrario teniendo en cuenta la respuesta flexiva de la litosfera a la redistribución de las cargas. a) Erosión continental; b) Sedimentación marina; y c) Transporte difusivo. ....42
- Fig. 3-12.- Diagrama de flujo simplificado del modelo numérico 2D. Las líneas continuas representan la dirección de flujo del programa; las líneas a trazos indican los efectos de retroalimentación. ....44



- Fig. 3-13.- Evolución de la cuenca de antepaís y la cuenca *piggy-back* durante la etapa sin-tectónica. Se ha utilizado una placa elástica inicialmente plana con la superficie situada a 100 m sobre el nivel del mar. ....49
- Fig. 3-14.- Detalle de la geometría de los sedimentos depositados en la cuenca de antepaís al final de la etapa sin-orogénica ( $t=20$  Ma) para los modelos elástico y viscoelástico. Intervalo entre horizontes sedimentarios: 2 Ma. ....50
- Fig. 3-15.- Detalle de la geometría de los sedimentos depositados en la cuenca de antepaís tras 10 Ma de etapa post-orogénica ( $t=30$  Ma) para los modelos elástico y viscoelástico. ....50
- Fig. 3-16.- Posición del frente de la cuña de cabalgamientos y del frente de la cuenca a lo largo del tiempo. El modelo es el mismo que en las figuras anteriores pero con la etapa sin-orogénica prolongada 15 Ma (la segunda falla está activa desde  $t=10$  hasta  $t=35$  Ma) para mostrar la tendencia del estado estacionario. Aparecen representados la posición del frente de cabalgamientos (líneas continuas) y el frente de sedimentos de la cuenca producida en una placa elástica (líneas punteadas) y otra viscoelástica (a trazos). Las 3 líneas gruesas corresponden al modelo con 2 cabalgamientos ( $t=0$  y  $t=10$  Ma); las delgadas corresponden al mismo modelo pero sin activar el segundo cabalgamiento. Las flechas indican la anchura de la cuenca en los 4 casos: cuenca formada por un solo cabalgamiento en placa viscoelástica (1) y en placa elástica (2); cuenca formada por 2 cabalgamientos en placa viscoelástica (3) y en placa elástica (4). ....51
- Fig. 3-17.- Modelo de formación de cuenca de antepaís en una placa continental elastoplástica. (a) Distribución de temperaturas (líneas blancas, en  $^{\circ}\text{C}$ ), espesor cortical y espesor de la corteza superior (líneas negras) que se han asumido. (b) Sección final del orógeno y la cuenca. (c) Detalle de la región de la cuenca. Escala vertical exagerada. (d) Distribución de esfuerzos (líneas blancas, en MPa; los tonos rojos indican compresión, los azules extensión) y de espesor elástico (línea a trazos) resultantes. Se ha asumido que la corteza y el manto están desacoplados. ....53
- Fig. 3-18.- Modelo igual al de la Fig. 3-17 pero asumiendo una corteza 4 km más delgada, lo que aumenta la resistencia en el manto litosférico e impide el desacoplamiento mecánico entre corteza y manto. La distribución de esfuerzos se ve considerablemente afectada. El espesor elástico sufre un considerable aumento debido al acoplamiento, lo cual conlleva el ensanchamiento de la cuenca. Misma leyenda que en la Fig. 3-17. ....54
- Fig. 3-19.- Modelo igual al de la Fig. 3-17 pero asumiendo una distribución de temperaturas y un espesor cortical lateralmente variables simulando la existencia de un paleomargen (a). Se asume desacoplamiento entre corteza y manto. La cuenca se estrecha en relación al modelo de la Fig. 3-17 debido a la disminución del  $T_e$  causada por el adelgazamiento litosférico. Misma leyenda que en la Fig. 3-17. ....55
- Fig. 3-20.- Anomalías gravitatoria (línea punteada) y geoidal (línea a trazos) producida por un modelo sintético de formación de cuenca de antepaís en  $t=15$  Ma. ....56
- Fig. 3-21.- Anomalías gravitatoria (línea punteada) y geoidal (línea a trazos) producida en el modelo sintético de la Fig. 3-20 tras 5 Ma de etapa post-orogénica ( $t=20$  Ma) en la que sucede erosión superficial. ....56
- Fig. 4-1.- A) Deflexión producida por una carga puntual de  $4 \cdot 10^5$  TN situada en el origen de coordenadas sobre una placa elástica de espesor  $T_e=20$  km; B) Mismo caso que A) con  $T_e=10$  km; C) Deflexión producida por una carga lineal de 1 TN/m, situada en  $x=0$  entre  $y=-200$  km e  $y=+200$  km, con  $T_e=20$  km; y D) Mismo caso que C) con un espesor elástico que varía entre 10 km en  $y=-200$  km y 30 km en  $y=200$  km. Las deflexiones máximas resultantes son: A) 1269.1 m; B) 3671.7 m; C) 315.2 m; y D) 426.6 m. Las zonas que sufren elevación (*forebulges*) se muestran sombreadas. ....62
- Fig. 4-2.- Ejemplo de deformación producida por acortamiento a lo largo de dos fallas que determinan las unidades (mantos de corrimiento) etiquetadas como 1 y 2. El desplazamiento en cada intervalo de tiempo debe

- corresponder a un número entero de nodos de la malla de discretización. Durante el movimiento de los mantos se conserva el grosor vertical de los mismos..... 63
- Fig. 4-3.- Esquema que muestra el movimiento de las cargas y la deformación de los sedimentos. Cuando una nueva falla se activa (izda.), las unidades de sedimentos que atraviesa acumulan el acortamiento delante del frente del nuevo manto. Los sedimentos que quedan sobre los mantos de corrimiento adquieren la misma velocidad que éstos; el resto permanece sin desplazarse (dcha.)..... 64
- Fig. 4-4.- La red de drenaje determina el recorrido del agua superficial (procedente de la lluvia) y los sedimentos transportados por ésta. Cada celda transfiere a la celda contigua de la que le separa una mayor pendiente. El sombreado claro corresponde a sedimentos; el oscuro a roca madre..... 64
- Fig. 4-5.- Efecto del modelo de transporte fluvial sobre una topografía inicial sintética con simetría 2D para  $t=0$ , 1 y 4 Ma..... 66
- Fig. 4-6.- Efecto sobre un relieve inicial sintético de forma cúbica de 4000 m de altitud (A) tras 4 Ma según el modelo de transporte difusivo (B) y el de transporte fluvial (C). Líneas de contorno cada 500 m..... 67
- Fig. 4-7.- Diagrama de flujo simplificado del modelo numérico 3D. Las líneas continuas representan la dirección de flujo del programa; las líneas a trazos indican efectos de retroalimentación..... 69
- Fig. 4-8.- Topografía y red de drenaje resultantes del Modelo 1 para  $t=0$ , 6, 10 y 18 Ma. Isolíneas correspondientes a -700, 200, 0, 600, 1000 y 2000 m de altitud..... 72
- Fig. 4-9.- Evolución del Modelo 2. Topografía y red de drenaje en los instantes  $t=0$ , 10, 20 y 30 Ma. Las isolíneas corresponden a altitudes de -2000, -700, 0, 200, 600 y 1000 m..... 74
- Fig. 4-10.- Resultados del Modelo 2 para el instante final  $t=30$  Ma. De izda. a dcha. y de arriba a abajo: Topografía iluminada desde el Norte y red de drenaje; Tipo de material que aflora (unidades morfotectónicas del modelo: antepaís en verde; sedimentos en amarillo; mantos alóctonos en marrón) y red de drenaje; Profundidad del basamento/bloque inferior; Grosor de los sedimentos (isopacas cada 1000 m); Espesor elástico equivalente utilizado (isolíneas cada 5 km); Corte transversal de las unidades a lo largo del perfil indicado en los paneles precedentes..... 75
- Fig. 4-11.- Resultados obtenidos con los mismos parámetros del Modelo 2 pero asumiendo una línea de costa inicial desplazada 50 km hacia el S (ver texto)..... 76
- Fig. 4-12.- Resultados obtenidos con los mismos parámetros del Modelo 2 pero con espesor elástico nulo (isostasia local)..... 77
- Fig. 4-13.- Resultados obtenidos con los mismos parámetros del Modelo 2 pero sin isostasia (sin subsidencia vertical,  $T_e=\infty$ )..... 78
- Fig. 5-1.- Mapa de localización de las fosas de Tonga y Kermadec. Ambas fosas constituyen el límite entre el sur de la Placa Pacífica y la Placa Indoaustraliana. Las líneas a trazos amarillos indican los tramos de fosa modelizados. Isobatas a intervalos de 1000 m. Los rectángulos indican los dominios de modelización..... 82
- Fig. 5-2.- Esquema de la magnitud relativa de las fuerzas que hipotéticamente actúan sobre la Placa Pacífica en las fosas de Tonga y Kermadec.  $F_a$  es la resistencia que ofrece la astenosfera a ser desplazada por efecto de la flotabilidad negativa del *slab*  $F_{sp}$ .  $F_{ic}$  es la fuerza de acoplamiento entre las dos placas.  $F_r$  es la resistencia de la astenosfera al movimiento del *slab*.  $F=(F_x, F_z)$  y  $M$  son la fuerza y momento resultantes en el eje de la fosa sobre la Placa Pacífica. El dominio de la modelización abarca desde el eje de la fosa hasta 300 km en dirección opuesta a la cuña de acreción..... 84
- Fig. 5-3.- Modelo conceptual utilizado para la modelización de las Fosas de Tonga y Kermadec. Una fuerza de componentes  $F_x$  y  $F_z$  y un momento  $M$  actúan sobre la placa elastoplástica, cuya envolvente de esfuerzos es

calculada a partir de los parámetros reológicos y la temperatura. El dominio de modelización comprende desde el eje de la fosa hacia la derecha y el observable a reproducir en dicho dominio es la batimetría.  $d_0$  es la profundidad de referencia a la que estaría la placa en ausencia de flexión. ....85

Fig. 5-4.- Comparación de las envolventes de esfuerzos y distribuciones de temperatura correspondientes a una litosfera oceánica de 105 Ma de edad, según los modelos de placa térmica de Stein & Stein (1992) (líneas continuas) y Parsons & Sclater (1977) (líneas a trazos). Los parámetros reológicos utilizados son los de Goetze & Evans (1979). La línea punteada indica el valor del espesor elástico obtenido para el modelo de placa elástica (17 km). También se indica el perfil de resistencia utilizado por Turcotte *et al.* (1978) (línea a puntos y trazos). ....86

Fig. 5-5.- Proyección de las medidas batimétricas (puntos) sobre el plano de modelización en función de la distancia al eje de las fosas de Tonga y Kermadec. La línea gruesa indica la batimetría promediada a intervalos de 4 km. Las barras verticales corresponden a la desviación típica en cada intervalo. ....87

Fig. 5-6.- Mapa de localización de hipocentros y mecanismos focales de terremotos en las fosas de Tonga y Kermadec. El color de los mecanismos indica el intervalo de profundidades de cada evento: 0-50 km (rojo); 50-250 km (verde oscuro); >250 km (negro). El tamaño indica la magnitud del evento. ....89

Fig. 5-7.- Diferencia media  $\langle \Delta w \rangle$  entre batimetría y modelo de la Fosa de Tonga en función del momento y la fuerza vertical aplicados. Se muestran los resultados para valores de fuerza tectónica horizontal de  $F_x = 4 \cdot 10^{12}$  N/m (izda.) y  $F_x = 0$  (dcha.) utilizando el modelo de placa S&S. Los círculos muestran los valores de  $M$  y  $F_z$  que proporcionan el ajuste óptimo. ....90

Fig. 5-8.- Diferencia media  $\langle \Delta w \rangle$  entre batimetría y modelo frente a la fuerza horizontal para los tres modelos de placa aplicados en la Fosa de Tonga: S&S (línea continua), P&S (línea a trazos) y elástico (línea punteada). ....91

Fig. 5-9.- Ajustes óptimos obtenidos con los diferentes modelos de placa comparados con las batimetrías observadas (líneas gruesas) en la fosa de Tonga, con fuerza tectónica horizontal ( $F_x \neq 0$ ) y sin fuerza tectónica horizontal ( $F_x = 0$ ). Las barras verticales indican la desviación estándar de las medidas de batimetría proyectadas. Las líneas continuas corresponden al modelo elastoplástico con el régimen térmico calculado por Stein & Stein (1992); Las líneas a trazos corresponden al mismo modelo con el régimen de temperaturas calculado por Parsons & Sclater (1977); Las líneas punteadas corresponden al modelo elástico puro. ....92

Fig. 5-10.- Distribución de los esfuerzos diferenciales de origen flexural obtenidos para el mejor ajuste de la batimetría de Tonga. El modelo de placa es el S&S. Los tonos rojos indican esfuerzos compresivos (negativos); los azules indican extensión. La región punteada sufre deformación anelástica debida a la flexión. Los círculos corresponden a la proyección de los hipocentros de terremotos de mecanismo focal extensivo (blanco) o compresivo (negro). Líneas de contorno de esfuerzo:  $\pm 10$ ,  $\pm 30$ ,  $\pm 100$  y  $\pm 300$  MPa. ....93

Fig. 5-11.- Ajustes óptimos obtenidos con los diferentes modelos de placa comparados con las batimetrías observadas en la fosa de Kermadec. La notación es la misma que en la Fig. 5-9. ....94

Fig. 5-12.- Distribución de los esfuerzos diferenciales de origen flexural obtenidos para el mejor ajuste de la batimetría de Kermadec. El modelo de placa es el S&S. La notación es la misma que en la Fig. 5-10. ....95

Fig. 6-1.- Mapa topográfico del Sur de la Península Ibérica realizado a partir de la base de datos de la *Geophysical Exploration Technology, University of Leeds* (en mar) y la del USGS (en tierra). ....99

Fig. 6-2.- Mapa geológico simplificado del Sur de la Península Ibérica. ....101

Fig. 6-3.- Reconstrucción paleogeográfica de la Cordillera Bética desde el Languiense hasta finales del Tortoniense (modificado de Sanz de Galdeano & Rodríguez-Fernández, 1996). ....103

- Fig. 6-4.- Localización de las principales líneas sísmicas (líneas continuas), del corte geológico de Martos (segmento 'A', ver Fig. 6-7) y de los sondeos utilizados: 1, Baeza-1; 2, Baeza-2; 3, Baeza-4 o Bailén; 4, Villanueva de la Reina o Baeza-3; 5, Río Guadalquivir K-1; 6, Bujalance; 7, Río Guadalquivir H-1; 8, Nueva Carteya-1; 9, Río Guadalquivir N-1; 10, Ecija 1 y 2; 11, Córdoba A-1 a A-7, Córdoba B-1 y B-2 y Córdoba C-1; 12, Carmona 6; 13, Carmona-5; 14, Carmona-4; 15, Carmona-3; 16, Carmona-2; 17, Sevilla-3; 18, Carmona-1; 19, Sevilla-1; 20, Ciervo; 21, Sevilla-2; 22, Sevilla-4; 23, Cerro Gordo-3; 24, Bornos-3; 25, Bornos-1; 26, Angostura-Bornos; 27, Salteras-1; 28, Castilleja; 29, Isla Mayor; 30, Bética 14-1; 31, Bética 18-1; 32, Villamanrique; 33, CasaNieves; 34, Sapo-1; 35, Villalba del Alcor-1; 36, Almonte-1; 37, Chiclana; 38, Asperillo; 39, Huelva-1; 40, Moguer-1. El área rayada indica el basamento paleozoico directamente cubierto por Neógeno (sin sedimentos mesozoicos). Modificado de Fernàndez *et al.* (1998a)..... 104
- Fig. 6-5.- Interpretación preliminar de las líneas sísmicas RGK091-10 y S84-40 (ver la localización en la Fig. 6-4 y la interpretación definitiva en la Fig. 6-11) en tiempo doble de recorrido TWTT (arriba) y su conversión a profundidad (abajo). Los colores indican las velocidades utilizadas para la conversión. El sondeo Río Guadalquivir N-1 incluye la diagráfia de velocidad sónica, que sirve para acotar el modelo de velocidades empleado. .... 105
- Fig. 6-6.- Correlación entre tres sondeos de la cuenca (Bética 14-1, Casa Nieves-1 y Villa Manrique-1). Se muestran las diagráfias de velocidad sónica ( $\mu\text{s}/\text{pie}$ ) y de rayos gamma. Modificado de Fernàndez *et al.* (1998a). .... 106
- Fig. 6-7.- Corte tectono-estratigráfico interpretado por Fernàndez *et al.* (1998a) basado en datos de afloramientos, líneas sísmicas y sondeos petrolíferos. Localización en Fig. 6-4..... 107
- Fig. 6-8.- Profundidad del basamento pre-cenozoico (isolíneas blancas cada 1000 m) deducida a partir de los sondeos petrolíferos (círculos rojos), de las líneas sísmicas (cuadrados) y de secciones interpretadas (rombos verdes). .... 107
- Fig. 6-9.- a) Mapa de anomalías gravimétricas de Bouguer; b) Mapa de altura geoidal. Modificado de Fernàndez *et al.* (1998a). .... 109
- Fig. 6-10.- a) Profundidad de la Moho (base de la corteza) recopilada de campañas de sismica refracción y reflexión y resultados de modelización del campo gravitatorio (modificado de Fernàndez *et al.*, 1998a); b) Flujo de calor superficial obtenido a partir de medidas en sondeos de petróleo (círculos), sondeos de exploración hidrológica (triángulos) y sondeos en fondo marino (cuadrados) (modificado de Fernàndez *et al.*, 1998b)..... 110
- Fig. 6-11.- Perfiles sísmicos RGK091-10 (migración) y S84-40 (*stack*) originales e interpretados. Correspondencia de las secuencias observadas con las unidades utilizadas en este trabajo: 1+2+3: Languiense-Serravaliense; 4+5: Tortoniense; 6: Mesiniense; P-Q: Pliocuatnario. Localización en Fig. 6-4 (perfil II). Modificado a partir de Berástegui *et al.* (1998). .... 111
- Fig. 6-12.- Síntesis de la geometría de la cuenca y sus unidades sedimentarias realizada a partir de Berástegui *et al.* (1998) y Fernàndez *et al.* (1998a). .... 111
- Fig. 6-13.- Esquema conceptual seguido para la aplicación del modelo 3D en la región Béticas-Guadalquivir. a) geometría inicial adoptada a partir de la paleobatimetría deducida por diversos autores y asumiendo que la corteza está en equilibrio isostático local. b) geometría final observada. La línea a trazos etiquetada como *Moho flexionada* corresponde a la corteza inicialmente adelgazada y posteriormente desplazada verticalmente bajo el peso de las cargas. La diferencia entre esta Moho y la observada corresponde a la *carga debida al déficit de corteza*, que induce una fuerza hacia abajo..... 114



- Fig. 6-14.- (a) Profundidad del basamento estimada a partir de la carga topográfica asociada a la Cordillera Bética. La ausencia de una topografía importante en la parte occidental de la cordillera (Fig. 6-1) impide generar deflexión en la parte Oeste de la cuenca. (b) Profundidad del basamento calculada a partir de una estimación máxima de la carga paleobatimétrica más la carga topográfica. (c) Profundidad del basamento producida por las cargas topográfica, paleobatimétrica y la equivalente al déficit de corteza. ....116
- Fig. 6-15.- (a) Profundidad del basamento calculada a partir de la carga topográfica, la carga paleobatimétrica, la carga asociada al déficit de corteza y la carga oculta mostrada en el panel inferior. (b) Distribución del espesor de la carga oculta asumiendo que el contraste de densidades asociado a la misma es de  $50 \text{ kg/m}^3$  (contraste entre litosfera y astenosfera). ....118
- Fig. 6-16.- Estimación de la deflexión producida por la carga correspondiente a las Béticas Internas en la Cuenca del Guadalquivir. La carga ha sido aproximada mediante una distribución trapezoidal (líneas gruesas negras) de  $1.8 \cdot 10^7 \text{ N/m}^2$  en el exterior y  $6 \cdot 10^7 \text{ N/m}^2$  en el interior. ....119
- Fig. 6-17.- Variaciones del nivel del mar utilizadas en la aplicación del modelo (redigitalizado a partir de Haq et al, 1987). ....120
- Fig. 6-18.- Resultados obtenidos con modelos sucesivamente más complejos (Modelos A, B, C y D) que intentan ajustar la profundidad del basamento (línea a trazos), la topografía promediada y la geometría de las unidades sedimentarias de la Cuenca del Guadalquivir (Fig. 6-12). Los horizontes sedimentarios corresponden a los instantes  $t=-15.5, -10.5, -6.3, -5, 0 \text{ Ma}$ . ....123
- Fig. 6-19.- Evolución temporal del modelo que proporciona el mejor ajuste del relleno de la cuenca (Modelo D). El nivel de altitud cero corresponde al nivel del mar en la actualidad ( $t=0 \text{ Ma}$ ). Los horizontes sedimentarios corresponden a los instantes  $t=-15.5, -10.5, -6.3, -5, 0 \text{ Ma}$ . La línea a trazos representa la topografía y el basamento actuales. ....124
- Fig. 6-20.- Geoterma (línea a trazos) y envolvente de esfuerzos calculados para la aplicación del modelo de placa elastoplástico (Modelo E). La envolvente de esfuerzos está caracterizada por una resistencia casi nula en la corteza inferior y un bajo espesor litosférico (93 km) y mecánico (51 km), lo que permite que el modelo elastoplástico pueda explicar los bajos valores de  $T_e$  obtenidos con el modelo de placa elástica. El área sombreada indica la distribución de esfuerzos obtenida en  $x=-34 \text{ km}$  y  $t=0 \text{ Ma}$ . En el extremo superior de la placa se observa cómo ha comenzado la inversión de los esfuerzos extensivos. ....126
- Fig. 6-21.- Resultados del Modelo E en el instante  $t=-15 \text{ Ma}$ . a) Perfil del modelo a escala proporcionada; b) Ampliación de la cuenca (exageración vertical  $\times 10$ ). Las líneas a trazos separan las regiones en que se produce ruptura extensiva y compresiva; c) Distribución de los esfuerzos en la placa. La flecha indica el lugar de cambio de signo de los esfuerzos en el límite superior de la placa (extensivos a la derecha y compresivos a la izquierda). ....127
- Fig. 6-22.- Igual a la Fig. 6-21, para el instante  $t=-7 \text{ Ma}$ . ....128
- Fig. 6-23.- Igual a la Fig. 6-21, para el instante final,  $t=0 \text{ Ma}$ . La línea a trazos rojos indica el perfil observado de la cuenca (basamento y topografía). Los horizontes sedimentarios corresponden a los instantes  $t=-18, -15.5, -10.5, -6.3, -5, 0 \text{ Ma}$ , coincidiendo aproximadamente con las edades de las unidades observadas en la cuenca (Fig. 6-12). ....129
- Fig. 6-24.- Anomalías geoidal y de Bouguer creadas por a) un engrosamiento sólo cortical; b) engrosamiento uniforme en toda la litosfera; c) engrosamiento 2.1 veces mayor en el manto que en la corteza. La densidad de la corteza en este caso es de  $2700 \text{ kg/m}^3$ . Sólo el caso c) no está en isostasia local: las flechas blancas indican el sentido de las fuerzas no compensadas localmente, que son consecuencia del desplazamiento entre el engrosamiento cortical y el mantélico. ....132



- Fig. 6-25.- Esquema de las fuerzas isostáticas en la región Béticas-Guadalquivir (flechas blancas) y los movimientos verticales que originan (flechas negras). La carga producida por el engrosamiento litosférico y el apilamiento de las Béticas produce subsidencia bajo éstas y en la cuenca y levantamiento en Sierra Morena. Las líneas a trazos son interpretativas y quedan fuera del alcance de este estudio. .... 133
- Fig. 7-1.- a) Recopilación de espesores mecánicos observados en fosas oceánicas (a partir de observaciones de batimetría y de gravedad) zonas de fractura en función de la edad de la litosfera en el momento de producirse la flexión (modificado de Wessel, 1992); b) Recopilación de espesores elásticos observados en distintas regiones oceánicas (modificado de Watts, 1992). Ambos diagramas muestran los resultados obtenidos en este trabajo para las fosas de Tonga y Kermadec. La profundidad de las isothermas está basada en el modelo de Parsons & Sclater (1977). .... 137
- Fig. 7-2.- Recopilación de espesores elásticos observados en regiones continentales (zonas de colisión y de rebote post-glaciar) en función de la edad de la litosfera en el momento de producirse la carga. El círculo negro indica el resultado obtenido en este trabajo para la Cuenca del Guadalquivir. Las líneas a trazos son isothermas cada 100 °C; las líneas continuas son isothermas teniendo en cuenta la producción radiogénica de calor. Las isothermas de 250-300 °C corresponden a la base de la corteza mecánicamente resistente; las de 700-750 °C corresponden a la base de la litosfera mecánica. (Modificado de Burov & Diament, 1995). .... 138
- Fig. 7-3.- Diagrama de frecuencia de las estimaciones de espesor elástico en litosfera oceánica (a) y continental (b). Los círculos indican los resultados obtenidos en este trabajo. Las flechas indican el espesor cortical medio. (Modificado de Watts, 1992). .... 139
- Tabla 2-1.- Parámetros reológicos de la ley de flujo potencial utilizada en el modelo elastoplástico (Goetze & Evans, 1979; Bodine *et al.*, 1981; Lynch & Morgan, 1987). .... 22
- Tabla 3-1.- Ficheros de entrada y salida del programa. Todos los nombres de fichero comienzan con la etiqueta asignada al proyecto de modelización ('abcd' en el ejemplo). .... 46
- Tabla 3-2.- Parámetros utilizados en el modelo sintético utilizado para la parametrización. .... 48
- Tabla 4-1.- Ficheros de entrada y salida del programa. Todos los nombres de fichero comienzan con la etiqueta asignada al proyecto de modelización ("abcd" en el ejemplo). .... 70
- Tabla 4-2.- Parámetros utilizados en el Modelo 1. .... 71
- Tabla 4-3.- Parámetros utilizados en el Modelo 2. .... 73
- Tabla 5-1.- Resultados de la modelización en la Fosa de Tonga: valores de las fuerzas que actúan en el eje de la fosa correspondientes a los mejores ajustes de cada modelo de placa. S&S y P&S corresponden a la placa elastoplástica con la distribución de temperaturas de Stein & Stein (1992) y Parsons & Sclater (1977) respectivamente. Para cada modelo se muestran los mejores ajustes obtenidos con y sin fuerza horizontal. Las deflexiones correspondientes aparecen en la Fig. 5-9. .... 92
- Tabla 5-2.- Resultados de la modelización en la Fosa de Kermadec. La notación es la misma que en la Tabla 5-1. Las deflexiones correspondientes aparecen en la Fig. 5-11. .... 94
- Tabla 6-1.- Parámetros utilizados en el Modelo 3D diseñado para reproducir la geometría del basamento de la cuenca a partir de la topografía, la paleobatimetría y el déficit de corteza. .... 113

---

|  |     |
|--|-----|
| Tabla 6-2.- Parámetros utilizados en el Modelo D diseñado para reproducir la geometría de la cuenca y los sedimentos y la topografía. .... | 121 |
| Tabla 6-3.- Resumen de los parámetros utilizados en el Modelo E diseñado para reproducir la evolución de las fallas del basamento. ....    | 125 |



## Notación utilizada

A lo largo del trabajo y en la tabla que sigue a continuación, algunas de las unidades no están completamente simplificadas con el objetivo de remarcar el origen de las mismas. Así, por ejemplo, para la tasa de erosión continental se indican como unidades  $[m \cdot km^{-1} \cdot Ma^{-1}]$ , es decir, metros erosionados por cada kilómetro de altitud y por cada millón de años transcurridos. De la misma manera, el momento en un punto de la placa 2D se indica en  $N \cdot m \cdot m^{-1}$ .

| Símbolo             | Significado  | Valor por defecto | Unidades                        |
|---------------------|--|-------------------|---------------------------------|
| $\alpha$            | Parámetro de flexión   |                   | m                               |
| <b>D</b>            | Rigidez  |                   | N m                             |
| <b>E</b>            | Módulo de Young  | $7 \cdot 10^{10}$ | $N \cdot m^{-2}$                |
| $\varepsilon$       | Deformación relativa   |                   | -                               |
| $\varepsilon'$      | Deformación relativa recuperable (elástica)                                    |                   | -                               |
| $\varepsilon''$     | Deformación relativa remanente (viscosa)                                       |                   | -                               |
| $\dot{\varepsilon}$ | Velocidad de deformación relativa  | $10^{-16}$        | $s^{-1}$                        |
| $F_x$               | Fuerza tectónica horizontal  | 0                 | $N \cdot m^{-1}$                |
| $F_y$               | 2ª componente de la fuerza tectónica horizontal (modelo 3D)                    | 0                 | $N \cdot m^{-1}$                |
| $F_{xy}$            | Componente cruzada de la fuerza tectónica horizontal (modelo 3D)               | 0                 | $N \cdot m^{-1}$                |
| <b>H</b>            | Espesor mecánico   |                   | km                              |
| $K_{EC}$            | Tasa de erosión continental  | 100               | $m \cdot km^{-1} \cdot Ma^{-1}$ |
| $K_{SM}$            | Tasa de sedimentación marina   | 100               | $m \cdot Ma^{-1}$               |
| $K_{ESD}$           | Coeficiente de transporte difusivo   | 25                | $m^2 \cdot a^{-1}$              |
| $K_f$               | Coeficiente de transporte fluvial  | 60                | $kg \cdot m^{-3}$               |
| <b>M</b>            | Momento creado por los esfuerzos flexivos en una posición de la placa delgada. |                   | $N \cdot m \cdot m^{-1}$        |
| $\mu$               | Viscosidad   |                   | $s^{-1}$                        |
| $\nu$               | Coef. de Poisson   | 0.25 - 0.5        | -                               |
| <b>q</b>            | Carga que actúa en cada posición de la placa                                   |                   | $N/m^2$                         |
| $\rho_c$            | Densidad de la carga   | 2800              | $kg \cdot m^{-3}$               |
| $\rho_m$            | Densidad del manto   | 3300              | $kg \cdot m^{-3}$               |
| $\rho_w$            | Densidad agua  | 1000              | $kg \cdot m^{-3}$               |

|              |   |        |                    |
|--------------|---|--------|--------------------|
| $\rho_{amb}$ | Densidad ambiental (aire o mar)   | 0-1000 | kg m <sup>-3</sup> |
| $\sigma$     | Esfuerzo producido por la flexión en cada punto de la placa             |        | N·m <sup>-2</sup>  |
| $T_e$        | Espesor Elástico Equivalente  | 20     | km                 |
| $t$          | Tiempo  |        | Ma                 |
| $\tau$       | Tiempo de relajación (placa viscoelástica)                              | 10     | Ma                 |
| $V$          | Fuerza vertical de cizalla  |        | N·m <sup>-1</sup>  |
| $w$          | Deflexión   |        | m                  |
| $x$          | Posición en la placa 2D;<br>1ª coordenada de la posición en la placa 3D |        | m                  |
| $y$          | 2ª coordenada de la posición (placa 3D)                                 |        | m                  |
| $z$          | Profundidad en la placa / coordenada vertical.                          |        | m                  |



## Referencias

- Airy, G.B., 1855. *On the computation of the effect of the attraction of mountain masses as disturbing the apparent astronomical latitude of stations of geodetic surveys*, Phil. Trans. R. Soc., 145, 101-104.
- Albert-Beltran, J. F., 1979. *El mapa español de flujos caloríficos. Intento de correlación entre anomalías geotérmicas y estructura cortical*. Boletín Geológico y Minero, 90, 36-48.
- Allen, P.A., P. Homewood & G.D. Williams, 1986. *Foreland basins: an introduction*. Spec. Publ. int. Ass. Sediment., 8, 3-12.
- Allen, P.A. & J.R. Allen, 1990. *Basin Analysis: Principles & Applications*. Blackwell Scientific Publications. Oxford. 451 pp.
- Ayala, C., M. Fernández, M. Torné & J. Pous, 1996. *2D geoid modeling: some remarks on Chapman's algorithm*. Geophys. J. Int., 127, 542-544.
- Armstrong, A. C., 1980. *Soils and slopes in a humid environment*. Catena, 7, 327-338.
- Banda, E., 1988. *Crustal parameters in the Iberian Peninsula*. Phys. Earth Planet. Int., 51, 222-225.
- Banda, E. & J. Ansorge, 1980. *Crustal structure under the central and eastern part of the Betic Cordillera*. Geophys. J. Roy. astr. Soc., 63, 515-532.
- Banda, E., E. Suriñach, A. Aparicio, J. Sierro, & E. Ruiz de la Parte, 1981. *Crust and upper mantle structure of the central Iberian Meseta (Spain)*. Geophys. J. Roy. astr. Soc., 67, 779-789.
- Banda, E., J. Albert-Beltran, M. Torné, & M. Fernández, 1991. *Regional geothermal gradients and lithospheric structure in Spain*. In: CERMAK, V. & RYBACH, L. (eds) *Exploration of the Deep Continental Crust. Terrestrial Heat Flow and the Lithosphere Structure*, Springer-Verlag, Berlin, 176-186.
- Banda, E., J. Gallart, V. García-Dueñas, J. J. Dañobeitia & J. Makris, 1993. *Lateral variation of the crust in the Iberian peninsula: new evidence from the Betic Cordillera*. Tectonophysics, 221, 53-66.
- Banks, R. J., R. L. Parker, & Huestis, 1977. *Isostatic compensation on a continental scale: Local versus regional mechanisms*. Geophys. J. Roy. astr. Soc. 51, 431-452.
- Banks, C. J. & J. Warburton, 1991. *Mid-crustal detachment in the Betic system of southeast Spain*. Tectonophysics, 191, 275-289.
- Barranco, L. M., Ansorge, J. & Banda, E., 1990. *Seismic refraction constraints on the geometry of the Ronda peridotitic massif (Betic Cordillera, Spain)*. Tectonophysics, 184, 379-392.
- Barrell, J., 1914. *The strength of the earth's crust*, 6. J. Geol., 22, 441-468; 655-683.
- Beaumont, C., 1978. *The evolution of sedimentary basins on a viscoelastic lithosphere: theory and examples*. Geophys. J. Roy. astr. Soc., 55, 471-497.
- Beaumont, C., 1979. *On rheological zonation of the lithosphere during flexure*. Tectonophysics, 59, 347-365.

- Beaumont, C., 1981.** *Foreland Basins*. Geophys. J. Roy. Astr. Soc., 65, 291-329.
- Beaumont, C., P. Fullsack & J. Hamilton, 1992.** *Erosional control of active compressional orogens*. In: McClay, K. R., ed., *Thrust Tectonics*, Chapman & Hall, London, p. 1-18.
- Begin, S. B., D. F. Meyer & S. A. Schumm, 1981.** *Developement of longitudinal profiles of alluvial channels in response to base-level lowering*. Earth Surf. Procs. and Landforms, 6, 49-68.
- Berástegui, X., C. J. Banks, C. Puig, C. Taberner, D. Waltham & M. Fernández, 1998.** *Lateral diapiric emplacement of Triassic evaporites at the southern margin of the Guadalquivir basin, Spain*. Spec. Pub. Geol. Soc. Lond. In press.
- Bodine, J.H., M.S. Steckler, & A.B. Watts, 1981.** *Observations of flexure and the rheology of the oceanic lithosphere*. J. Geophys. Res., 86, 3695-3707.
- Bott, M.H.P., 1982.** *The Interior of Earth: its Structure, Constitution and Evolution*. Elsevier, Amsterdam. 403 pp.
- Bott, M.H.P., 1991.** *Sublithospheric loading and plate-boundary forces*. Phil. Trans. R. Soc. Lond., 337, 83-93.
- Bouillin, J. P., M. Durand-Delga & P. Olivier, 1986.** *Betic Rifian and Tyrrhenian Arc: distinctive features, genesis and developement stages*. In: F. C. Wezel (ed.), *The Origin of Arcs*, Elsevier, New York, 221-304.
- Brace, W.F. & D.L. Kohlstedt, 1980.** *Limits on lithospheric stress imposed by laboratory experiments*. J. Geophys. Res., 96, 10275-10286.
- Bradley, D. C. & W. S. F. Kidd, 1991.** *Flexural extension of the upper continental crust in collisional foredeeps*. Bull. Geol. Soc. Am., 103, 1416-1438.
- Braun, J. & M. Sambridge, 1997.** *Modelling landscape evolution on geological time scales: a new method based on irregular spatial discretization*. Basin Research, 9, 27-52.
- Brennecke, J., D. Lelgemann, E. Reinhart, W. Torge, G. Weber, & H. G. Wenzel 1983.** *An European astro-gravimetric geoid*. Deutsche Geodätische Kommission. Verlag des Instituts für Angewandte Geodäsie Frankfurt am Main. Reihe B, 269, Nr. 169, 47 pp.
- Brunet, M. F. 1986.** *The influence of the evolution of the Pyrenees on adjacent basins*. Tectonophysics, 129, 343-354.
- Burbank, D., 1992.** *Causes for recent uplift deduced from deposited patterns in the Ganges basin*. Nature, 357, 48-50.
- Burov, E.B. & M. Diament, 1992.** *Flexure of the continental lithosphere with multilayered rheology*. Geophys. J. Int., 109, 449-468.
- Burov, E.B. & M. Diament, 1995.** *The effective elastic thickness ( $T_e$ ) of continental lithosphere: What does it really mean?* J. Geophys. Res., 100, 3905-3927.
- Caldwell, J.G, W.F. Haxby, D.E. Karig & D.L. Turcotte, 1976.** *On the applicability of a universal trench profile*. Earth Planet. Sci. Lett., 31, 239-246.
- Calmant, S. & Cazenave, 1986.** *The effective elastic thickness under the Cook-Austral and Society islands*. Earth Planet. Sci. Lett., 77, 187-202.

- Carmichael, 1982.** *Handbook of Physical Properties of the Rocks*. CRC Press, Boca-Raton, Florida, 3 vols.
- Chapman, M. E., 1979.** *Techniques for interpretation of geoid anomalies*. J. Geophys. Res., 84, 3793-3801.
- Cloetingh, S., H. McQueen, & K. Lambeck, 1985.** *On a tectonic mechanism for sea level variations*. Earth Planet. Sci. Lett., 75, 157-166.
- Comas, M. C, V. García-Dueñas & M. J. Jurado, 1992.** *Neogene tectonic evolution of the Alboran Basin from MCS data*. Geo-Marine Letters, 12, 144-149.
- Comas, M.C., V. García-Dueñas, J.I. Soto, & J.I. Campos, 1993.** *An extensional basin developed on a collisional orogen: The Alboran Sea*. In: M. Seranne & J. Malavielle (eds.), *Late Orogenic Extension in Mountain Belts*, BRGM Geol. Min. Doc., 219, 4-46.
- De Bremaecker, J.-C., 1977.** *Is the oceanic lithosphere elastic or viscous?* J. Geophys. Res., 82, 2001-2004.
- De Smet, M. E. M., 1984.** *Investigations of the Crevillente fault zone and its role in the tectonogenesis of the Betic Cordilleras, Southern Spain*. Free Univ. Press, Amsterdam.
- Dewey, J. F., M. L. Helman, E. Turco, D. H. W. Hutton, & S. D. Knott, 1989.** *Kinematics of the western Mediterranean*. In: COWARD, M. P., DIETRICH, D. & PARK, D. G. (eds.) *Alpine Tectonics*. Spec. Pub. Geol. Soc. Lond., 45, 265-283.
- Dickinson, W.R., 1974.** *Plate tectonics and sedimentation*. In: W.R. Dickinson (ed.) *Tectonics and Sedimentation*. Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner., Tulsa, 22, 1-27.
- Durand-Delga, 1980.** *La méditerranée occidentale: étapes de sa genèse et problèmes structuraux liés à celle-ci*. Mem. Soc. géol. Fr., 10, 203-224.
- Fernández, M., X. Berástegui, C. Puig, D. García-Castellanos, M. J. Jurado & M. Torné 1998a.** *Geophysical and geological constraints on the evolution of the Guadalquivir foreland basin*. Spec. Pub. Geol. Soc. Lond., in press.
- Fernández, M., I. Marzán, A. Correia & E. Ramalho, 1998b.** *Heat flow, heat production, and lithospheric thermal regime in the Iberian Peninsula*. Tectonophysics. In press.
- Fernández, M. & G. Ranalli, 1997.** *The role of rheology in extensional basin formation modeling*. Tectonophysics, 282, 129-145.
- Flemings, P.B. & T. E. Jordan, 1989.** *A synthetic stratigraphic model of foreland basins development*. J. Geophys. Res., 94, 3851-3866.
- García-Castellanos, D., M. Torné & M. Fernández, 1996.** *Thermo-mechanical constraints from lithospheric flexural response at the Tonga trench*. Annales Geophysicae, European Geophysical Society, Den Haag Congress, May 1996, SE2..
- García-Castellanos, D., M. Fernández & M. Torné, 1998.** *Numerical modeling of foreland basin formation: a program relating thrusting, flexure, sediment geometry and lithosphere rheology*. Computers & Geosciences. In press.
- García-Dueñas, V. & Balanyá, J. C. 1991.** *Fallas normales de bajo ángulo a gran escala en las Béticas Occidentales*. Geogaceta, 9, 33-37.

- García-Dueñas, V., J. C. Balanyá & J. M. Martínez-Martínez, 1992.** *Miocene extensional detachments in the outcropping basement of the northern Alborán Basin (Betics) and their tectonic implications.* *Geo. Mar. Lett.*, 12, 88-95.
- García-Dueñas, V., J. C. Balanyá, J. M. Martínez-Martínez, M. Muñoz, J. M. Azañón, A. Crespo, M. Orozco, J. I. Soto, F. M. Alonso & M. Sánchez-Gómez, 1993.** *Kinematics of the Miocene extension detachment faults and shear zones in the Betic and Rif chains.* In: M. Séranne *et al.* (eds.), *Late Orogenic Extension in Mountain Belts*, pp 76-77, Bureau de Recherches Géologiques et Minières. Montpellier, France.
- García-Dueñas, V., E. Banda, M. Torné, D. Córdoba, ESCI-Béticas Working Group, 1994.** *A deep seismic reflection survey across the Betic Cordillera Chain (southern Spain): first results.* *Tectonophysics*, 232, 77-89.
- García-Hernández, M., A. C. López-Garrido, P. Rivas & C. Sanz de Galdeano, 1980.** *Mesozoic palaeogeographic evolution of the external zones of the Betic Cordillera.* *Geologie en Mijnbouw*, 59 (2), 155-168.
- Goetze, C. & B. Evans, 1979.** *Stress and temperature in the bending lithosphere as constrained by experimental rock mechanics.* *Geoph. J. R. astr. Soc.* 59, 463-478.
- González, A., D. Córdoba, L. M. Matías, R. Vegas, & J. Téllez, 1993.** *A reanalysis of P-wave velocity models in the southwestern Iberian Peninsula-Gulf of Cadiz motivated by the ILIHA-DSS experiments.* In: MEZCUA, J. & CARREÑO, E. (eds) *Iberian Lithosphere Heterogeneity and Anisotropy.* Monografía nr. 10, Instituto Geográfico Nacional, Madrid, 215-227.
- Hamilton R. A., F. R. Brooke, S. D. Peacock, S. Bowater & C. Bull, 1956.** *British North Greenland Expedition, 1952-54: Scientific results.* *Geographical J.*, 122, 203.
- Haq, B. U. *et al.*, 1987.** *Mesozoic-Cenozoic Cycle Chart.* In: BALLY A.W. (ed.) *Atlas of Seismic Stratigraphy.* Am. Ass. Petr. Geol., Studies in Geology, 27, Houston. Texas.
- Hardy, S. & D. Waltham, 1992.** *Computer modelling of tectonics, eustacy and sedimentation using the Macintosh.* *Geobyte*, 7, 42-52.
- Haxby, W. F. & D. L. Turcotte, 1978.** *On isostatic geoid anomalies.* *J. Geophys. Res.*, 83, 5473-5478.
- Heiskanen, W. A., & F. A. Vening-Meinesz, 1958.** *The earth and its gravity field.* McGraw-Hill, New York, 470 pp.
- Hinojosa, J.H. & K.L. Mickus, 1993.** *Foreland Basin, A FORTRAN program to model the formation of foreland basins resulting from the flexural deflection of the lithosphere caused by time-varying distributed load.* *Computers & Geosciences*, 19, 1321-1332.
- IGME 1987.** *Contribución de la exploración petrolífera al conocimiento de la geología de España.* Instituto Geológico y Minero de España. Madrid.
- ITGE 1993.** *Trabajos de medición e inventario de datos del flujo de calor en España: Cordilleras Béticas y Suroeste peninsular.* Instituto Tecnológico y Geominero de España, Madrid.
- Jarrard, R. D., 1986.** *Relations among subduction parameters.* *Rev. of Geophys.*, 24, 217-284.
- Johnson, D. D. & C. Beaumont, 1995.** *Preliminary results from a planform kinematic model of orogen evolution, surface processes and the development of clastic foreland basin*

- stratigraphy*. In: S. L. Dorobek & G. M. Ross (eds.), *Stratigraphic Evolution of Foreland Basins*. SEPM spec. publ., 52, 1-24.
- Karner, G. D., 1986.** *Effects of lithospheric in-plane stress on sedimentary basin stratigraphy*. *Tectonics*, 5 (4), 9297-9317.
- Karner, G. D., M. S. Steckler & J. A. Thorne, 1983.** *Long-term thermo-mechanical properties of the continental lithosphere*. *Nature*, 304, 250-253.
- Karner, G. D., N.W. Driscoll & J.K. Weissel, 1993.** *Response of the lithosphere to in-plane force variations*. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 397-416.
- Kearey, P. & F.J. Vine, 1996.** *Global Tectonics*. Blackwell Scientific Publications, Oxford. 333 pp.
- Kooi, J. & C. Beaumont, 1994.** *Escarpment evolution on high-elevation rifted margins: insights derived from a surface processes model that combines diffusion, advection, and reaction*. *Journal of Geophysical Research*, 99, 12191-12209.
- Kusznir, N.J. & G.D. Karner, 1985.** *Dependence of the flexural rigidity of the continental lithosphere on rheology and temperature*. *Nature*, 316, 138-142.
- Kusznir, N.L. & Park, 1987.** *The extensional strength of the continental lithosphere: its dependence on geothermal gradient and crustal composition and thickness*. M.P. Coward, J.F. Dewey & P.L. Hanock (eds.), *Continental Extensional Tectonics*. Spec. Pub. Geol. Soc. Lond., 28, 35-52.
- Lambeck, K., 1983.** *Structure and evolution of the intracratonic basins of central Australia*. *Geophys. J. Roy. astr. Soc.*, 74, 843-886.
- Lambeck, K. S., S. Cloetingh & H. McQueen, 1987.** *Intraplate stresses and apparent changes in sea level: the basins of northwestern Europe*. In: *Sedimentary Basins and Basin-Forming Mechanisms*, C. Beaumont & A. J. Tankard (eds.). *Can. Soc. Petrol. Geol. Mem.*, 12, 259-268.
- Leblanc, D. & P. Olivier, 1984.** *Role of strike-slip faults in the Betic Rifian Orogeny*. *Tectonophysics*, 101, 344-355.
- Liu, X. & K. C. McNally, 1993.** *Quantitative estimates of interplate coupling inferred from outer rise earthquakes*. *Pageoph.*, 140, 2, 211-255.
- Lynch, H.D. & P. Morgan, 1987.** *The tensile strength of the lithosphere and the localization of extension*. In: M.P. Coward, J.F. Dewey & P.L. Hanock (eds.), *Continental Extension Tectonics*. Spec. Publ. Geol. Soc. Lond., 28, 53-65.
- Lyon-Caen, H. & P. Molnar, 1983.** *Constraints on the structure of the Himalaya from an analysis of gravity anomalies and a flexural model of the lithosphere*. *J. Geophys. Res.*, 88, 8171-8191.
- Lyon-Caen, H. & P. Molnar, 1985.** *Gravity anomalies, flexure of the Indian plate, and the structure, support and evolution of the Himalaya and Ganga basin*. *Tectonics*, 4, 513-538.
- Marquart, G., 1987.** *On modelling the deflection of an elastic lithosphere: Thin plate versus numerical modelling*. Univ. of Uppsala, Dept. of Geodesy. report No. 30.
- Marzán, I., M. Fernández & J. Cabal, 1996.** *Estudio geotérmico en la mitad Occidental de España*. *Geogaceta*, 20, 745-748.
- McKenzie, D.P., 1978.** *Some remarks on the development of sedimentary basins*, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 40, 25-32.



- McNutt, M.K., 1984. *Lithospheric flexure and thermal anomalies*. J. Geophys. Res., 89, 11180-11194.
- McNutt, M K. & H.W. Menard, 1982. *Constraints on yield strength in the oceanic lithosphere derived from observations of flexure*. Geophys. J. Roy. astr. Soc., 71, 363-394.
- McNutt, M.K., M. Diamant & M.G. Kogan, 1988. *Variations of elastic plate thickness at continental thrust belts*. J. Geophys. Res., 93, pp. 8825-8838.
- Montenat, Ch & P. O. D'Estevou, 1996. *Late Neogene basins evolving in the Eastern Betic transcurrent fault zone: an illustrated review*. In: Friend, P. & C. J. Dabrio (eds.) *Tertiary Basins of Spain: The Stratigraphic Record of Crustal Kinematics*. Cambridge University Press, 372-386.
- Mueller, S., L. C. George & W Spence, 1996a. *Inelastic models of lithospheric stress. I. theory and application to outer-rise deformation*. Geophys. J. Int., 125, 39-53.
- Mueller, S., W Spence & L. C. George, 1996b. *Inelastic models of lithospheric stress. II. Implications for outer-rise seismicity and dynamics*. Geophys. J. Int., 125, 54-72.
- Nadai, A., 1963. *Theory of flow and fracture of solids*, vol 2, 705 pp., McGraw-Hill, New York.
- NEIC, 1990. *Source Parameter Data Base. Hypocenter Associated Data CD-ROM, 1977-March 1989, version 1.0*.
- Panteleyev, A. N. & M. Diamant, 1993. *Influence of some rheological parameters on flexure of the oceanic lithosphere*. Geophys. J. Int., 114, 209-220.
- Paquet, 1972. *Charriages et coulissements dans l'Est des cordilleres betiques (Espagne)*. 24<sup>th</sup> International Geological Congress, 3, 295-404.
- Parsons, B. & J.G. Sclater, 1977. *An analysis of the variation of ocean floor bathymetry and heat flow with age*. J. Geophys. Res. 82, 5, 803-827.
- Perconig, E. 1960-1962. *Sur la constitution géologique de l'Andalousie Occidentale en particulier du Bassin du Guadalquivir (Espagne méridionale)*. Mémoires hors-Série de la Société géologique de France. Livre Mémoire du Professor Paul Fallot, 229-256.
- Perconig, E. 1971. *Sobre la edad de la transgresión del Terciario Marino en el borde meridional de la Meseta*. Proceedings I Congreso Hispano-Luso-Americano de Geología Económica, I, 309-319.
- Platzman, E. S., 1992. *Palaeomagnetic rotations and kinematics of the Gibraltar Arc*. Geology, 20, 311-314.
- Platzman, E. S., J. P. Platt, and P. Olivier, 1993. *Palaeomagnetic rotations and fault kinematics in the Rif arc of Morocco*. J. Geol. Soc. London. 150, 707-718.
- Polyak, B.G., M. Fernández, M.D. Khutorskoy, J.I. Soto, I.A. Basov, M.C. Comas, V.Ye. Khain, B. Alonso, G.V. Agapova, I.S. Mazurova, A. Negredo, V.O. Tochitsky, J. De la Linde, N.A. Bogdanov & E. Banda, 1996. *Heat Flow in the Alboran Sea, western Mediterranean*. Tectonophysics, 263, 191-218.
- Pratt, J.H., 1855. *On the attraction of the Himalaya Mountains, and of the elevated regions beyond them, upon the plumb line in India*. Phil. Trans. R. Soc. 145, 53-100.

- Press, W.H., B.P. Flannery, S.A. Teukolsky & W.T. Vetterling, 1990.** *Numerical recipes in C, the art of scientific computing*. Cambridge University Press, Cambridge, 735 pp.
- Price, R.A., 1973.** *Large-scale gravitational flow of supra-crustal rocks, southern Canadian Rockies*. In: De Jong, K.A. & Scholten, R.A. (eds.), *Gravity and Tectonics*, pp. 491-502.
- Quinlan, G. M. & C. Beaumont, 1984.** *Appalachian thrusting, lithospheric flexure, and the Paleozoic stratigraphy of the Eastern interior of North America*. *Can. J. Earth Sci.*, 21, 973-996.
- Ranalli, G., 1987.** *Rheology of the earth*. Allen & Unwin, 366p. Boston (2nd edition: 1994).
- Ranalli, G. 1994.** *Nonlinear flexure and equivalent mechanical thickness of the lithosphere*. *Tectonophysics*, 240, 107-114.
- Royden, L. H. 1988.** *Flexural behaviour of the continental lithosphere in Italy: constraints imposed by gravity and deflection data*. *Journal of Geophysical Research*, 93, 7747-7766.
- Royden, L. H. & G. D. Karner, 1984.** *Flexure of the continental lithosphere beneath Apennine and Carpathian foredeep basins: Evidence for an insufficient topographic load*. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, 68, 704-712.
- Sanz de Galdeano, C., 1990.** *Geologic evolution of the Betic Cordilleras in the Western Mediterranean, Miocene to present*. *Tectonophysics*, 172, 107-119.
- Sanz de Galdeano, C. & J. Rodríguez-Fernández, 1996.** *Neogene palaeogeography of the Betic Cordillera: an attempt at reconstruction*. In: Friend, P. & C. J. Dabrio (eds.) *Tertiary Basins of Spain: The Stratigraphic Record of Crustal Kinematics*. Cambridge University Press, 323-329.
- Sierro, F. J., J. A. González-Delgado, C. J. Dabrio, J. A. Flores & J. Civis, 1996.** *Late Neogene depositional sequences in the foreland basin of Guadalquivir (SW Spain)*. In: Friend, P. & C. J. Dabrio (eds.) *Tertiary basins of Spain: The stratigraphic record of crustal kinematics*. Cambridge University Press, 339-345.
- Sinclair, H. D., B.J. Coakley, P. A. Allen & A. B. Watts, 1991.** *Simulation of foreland basin stratigraphy using a diffusion model of mountain belt uplift and erosion: an example from the Central Alps, Switzerland*. *Tectonics*, 10, 599-620.
- Sinclair, H. D. & P. A. Allen, 1992.** *Vertical vs. horizontal motions in the Alpine orogenic wedge: stratigraphic response in the foreland basin*. *Basin Res.*, 4, 215-232.
- Smith, W.H.F. & D. T. Sandwell, 1994.** *Bathymetric prediction from dense altimetry and sparse shipboard bathymetry*. *J. Geophys. Res.*, 99, 21803-21824.
- Smith, W.H.F. & D. T. Sandwell, 1997.** *Global seafloor topography from satellite altimetry and ship depth soundings*. Submitted to *Science*, April 7, 1997.
- Stein, C.A. & S. Stein, 1992.** *A model for the global variation in oceanic depth and heat flow with lithospheric age*. *Nature*, 359, pp. 123-129.
- Stockmal, G. S., C. Beaumont & R. Boutilier, 1986.** *Geodynamic models of convergent margin tectonics: the transition from rifted to overthrust belt and consequences for foreland basin development*. *Am. assoc. Petr. geol. Bull.*, 70, 2, 181-190.
- Stockmal, G.S. & C. Beaumont, 1987.** *Geodynamic models of convergent margin tectonics: the southern Canadian Cordillera and the Swiss Alps*. In: Beaumont, C. & Tankard, A.J. (Eds.)

- Sedimentary Basins and Basin-Forming Mechanisms. Canadian Society of Petroleum Geologists, Mem. 12, 393-411.
- Strahler, A. N., 1964.** *Quantitative geomorphology of drainage basins and channel networks*. In: Chow, V. T. (ed.), *Handbook of Applied Hidrology* (1), McGraw-Hill, New York.
- Suriñach, E. & R. Vegas, 1988.** *Lateral inhomogeneities of the Hercynian crust in central Spain*. *Phys. Earth Planet. Int.*, 51, 226-234.
- Talwani, M., J.L. Worzel & M. Landisman, 1959.** *Rapid Gravity computations for two-dimensional bodies with application to the Mendocino Submarine Fracture zone*. *J. Geophys. Res.* 64, 49-59.
- Torné, M. & E. Banda, 1992.** *Crustal thinning from the Betic Cordillera to the Alboran Sea*. *Geo-Marine Letters*, 12, 76-81.
- Torné, M., E. Banda, V. García-Dueñas & J. C. Balanyá, 1992.** *Mantle-lithosphere bodies in the Alboran crustal domain (Ronda peridotites, Betic-Rif orogenic belt)*. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 110, 163-171.
- Toth, J., N.J. Kusznir & S.S. Flint, 1996.** *A flexural isostatic model of lithospheric shortening and foreland basin formation: Application to the Eastern Cordillera and Subandean belt of NW Argentina*. *Tectonics*, 15, 213-223.
- Tucker, G. E. & R. L. Slingerland, 1994.** *Erosional dynamics, flexural isostasy, and long-lived escarpments: A numerical modeling study*. *J. Geophys. Res.*, 99, 12229-12243.
- Turcotte, D.L. & G. Schubert, 1982.** *Geodynamics*. John Wiley, 450 pp., New York, 1982.
- Turcotte, D.L., D.C. McAdoo & J.G. Caldwell, 1978.** *An elastic-perfectly plastic analysis of the bending of the lithosphere at a trench*. *Tectonophysics*, 47, 193-205.
- Vail, P.E., R.M. Mitchum & S. Thompson, 1977.** *Seismic stratigraphy and global changes of sea level*. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem.* 26, 63-82.
- van der Beek, P.A. & S. Cloetingh, 1992.** *Lithospheric flexure and the tectonic evolution of the Betic cordilleras (SE Spain)*. *Tectonophysics*, 203, 325-344.
- van der Hilst, R., 1995.** *Complex morphology of subducted lithosphere in the mantle beneath the Tonga trench*. *Nature*, 374, 154-157.
- van Wees, J. D. & S. Cloetingh, 1994.** *A finite-difference technique to incorporate spatial variations in rigidity and planar faults into 3-D models for lithospheric flexure*. *Geophys. J. Int.*, 117, 179-195.
- Vening Meinesz, F. A., 1941.** *Gravity over Hawaiian archipelago and over Madeira area*. *Proc. Netherlands Acad. Wetensch.*, 44, 1-12.
- Walcott, R.I., 1970.** *Flexural rigidity, thickness and viscosity of the lithosphere*. *J. Geophys. Res.*, 75, 3941-3955.
- Watts, 1978.** *An analysis of isostasy in the world's oceans: I. Hawaiian-Emperor Seamount Chain*. *J. Geophys. Res.*, 89, 10072-10076.
- Watts, A. B., 1992.** *The effective thickness of the lithosphere and the evolution of foreland basins*. *Basin Research*, 4, 169-178.

- Watts, A. B., G. D. Karner, & M. S. Steckler, 1982.** *Lithospheric flexure and the evolution of sedimentary basins*. Phil. Trans. R. Soc., A 305, 249-281.
- Wessel, P., 1992.** *Thermal stresses and the bimodal distribution of elastic thickness estimates of the oceanic lithosphere*. J. Geophys. Res., 97, 14177-14193.
- Wessel, P. & W. H. F. Smith, 1995.** *New version of the Generic Mapping Tools released*. EOS Trans. Amer. Geophys. U., 76, pp. 329.
- Willgoose, G., R. L. Bras & I. Rodríguez-Iturbe, 1991.** *Results from a new model of river basin evolution*. Earth Surf. Proc. and Landforms, 16, 237-254.
- Zoetemeijer, R., 1993.** *Tectonic modelling of foreland basins. Thin skinned thrusting, syntectonic sedimentation and lithospheric flexure*. PhD. thesis. Vrije Universiteit, Amsterdam, 148 pp.

